

N° d'ordre 47

Série E

THESES

présentées

A LA FACULTE DES SCIENCES DE L'UNIVERSITE DE CLERMONT-FERRAND

pour obtenir le grade de

DOCTEUR ES SCIENCES NATURELLES

par

Jean-Pierre BASSOT

1^{ere} THESE : Etude géologique du Sénégal Oriental et de ses confins guinéo-maliens

2^{eme} THESE : Proposition donnée par la Faculté

Soutenues publiquement le 16 Juillet 1963 devant la Commission d'Examen

President : M. ROQUES

Examineurs :	P. LAPADU-HARGUES	Professeur
	J.M. PETERLONGO	Professeur sans chaire
	G. ROCCI	Professeur sans chaire

ADDENDUM

PAGE 146 — *lire* (1) *N.D.L.R.* : Notons qu'au cours d'une campagne de prospection en 1964, la tillite (liée à des dolomies silicifiées) a pu être observée encore plus à l'Ouest, une dizaine de kilomètres au Sud de Dar Salam.

PAGE 173 — *lire* : Nota (2) Il n'a pas été possible de distinguer l'illite de la séricite, ce qui explique le résultat négatif du diagramme aux rayons X.

PAGE 281 — TABLEAU I : Résultats de l'étude des lames minces de la série de Mako.

N° d'ordre 47

Série E

THESES

présentées

A LA FACULTE DES SCIENCES DE L'UNIVERSITE DE CLERMONT-FERRAND

pour obtenir le grade de

DOCTEUR ES SCIENCES NATURELLES

par

Jean-Pierre BASSOT

1^{ère} THESE : Etude géologique du Sénégal Oriental et de ses confins guinéo-maliens

2^{ème} THESE : Proposition donnée par la Faculté

Soutenues publiquement le 16 Juillet 1963 devant la Commission d'Examen

President : M. ROQUES

Examineurs : P. LAPADU-HARGUES Professeur

J.M. PETERLONGO Professeur sans chaire

G. ROCCI Professeur sans chaire

THESES



UNIVERSITE DE CLERMONT-FERRAND

Faculté des Sciences de Clermont-Ferrand

DOYEN : REMY Paul

1^{er} Assesseur : M. DUBOIS Emmanuel

2^e Assesseur : M. ROQUES Maurice

PROFESSEURS

MM. DUBOIS Emmanuel,	Physique	T
HOVASSE Raymond,	Zoologie Générale et appliquée	T
RAMBAUD René,	Chimie	T
REMY Paul,	Chimie Industrielle	T
BLANC Eugène,	Mécanique Rationnelle	T
ROQUES Maurice,	Géologie Minéralogie	T
LAPADU-HARGUES Pierre,	Minéralogie	T TP
TRUFAULT Robert,	Chimie	T
LUTZ Hubert,	Biologie animale	T
RAOULT Gaston,	Physique	T
CHAMPAGNAT Paul,	Physiologie végétale	T
DUPLESSIS-KERGOMARD Alain,	Chimie P. C. B.	T TP
KRASNER Marc,	Algèbre Supérieure	T
AVAN Louis,	Physique expérimentale	T
PARIAUD Jean-Charles,	Chimie-Physique	T
M ^{me} HENNEQUIN Françoise,	Calcul Différentiel et intégral	T
M ^{lle} BERTHET Ginette,	Physique	T TP
MM. LOISEAU Jean,	Botanique pure et appliquée	T
COMBE René,	Physique	T TP
M ^{me} AVAN Madeleine,	Physique	T TP
M. de PUYTORAC Pierre,	Biologie	T TP

MAITRES DE CONFERENCES

MM. PETERLONGO Jean-Marc,	Géologie (professeur sans chaire)
DELOST Paul,	Physiologie animale
M ^{lle} DONDON Marie-Louise,	Chimie-Physique
MM. SAUREL Jean,	Physique
VESSIERE Roger,	Chimie
BATHIER Marcel,	Physique M. P. C.
GUILLAUME Marcel,	Mathématiques M. P. C.
MAISONNEUVE Jacques,	Géologie appliquée
PHAN TAN HOANG,	Mathématiques
CAPESTAN Michel,	Chimie
MARTINET Pierre,	Chimie
HENNEQUIN Paul,	Mathématiques
THOMAS Jean,	Physique
ROCHE Jean Etienne,	Physique
BEN-AIM Roger,	Chimie
BAILLAUD Lucien,	Botanique

Secrétaire Principal : G. BRETAGNE.

Sommaire

Avant-Propos	7
Résumé	9
Introduction	11
PREMIERE PARTIE :	
Esquisse géographique	17
Esquisse géologique	25
DEUXIEME PARTIE :	
Séries birrimiennes	31
Granitisations ayant affecté le Birrimien	71
Conclusion générale sur le Birrimien du Sénégal oriental; Corrélations avec le Birrimien de l'Afrique Occidentale	103
TROISIEME PARTIE :	
Les séries postérieures au Birrimien et antérieures au Gothlandien moyen	109
QUATRIEME PARTIE :	
Dolérites intrusives dans les terrains primaires	245
Les formations latéritiques; leurs relations avec la géomorphologie	255
CINQUIEME PARTIE :	
Conclusions générales	265
Bibliographie	269
Tableau d'analyses chimiques	281 à 290
Index des lieux cités	292
Planches photographiques	294 à 311
Table des illustrations	313
Table des matières	315
Carte géologique (en pochette)	en pochette

AVANT-PROPOS

C'est pour moi un agréable devoir que de remercier ceux qui directement ou indirectement, ont rendu possible la rédaction du présent mémoire.

J'ai eu le grand privilège de suivre les cours de Monsieur le Professeur ROQUES, dont le dynamisme et l'autorité scientifique sont un exemple et un stimulant pour tous ses élèves. Il a bien voulu être le Rapporteur de ma thèse, et m'a ouvert son laboratoire pour que j'y achève ce travail. Malgré ses occupations et ses charges, il a toujours su prendre le temps nécessaire pour me prodiguer critiques et conseils, que sa grande expérience de la géologie africaine rendait particulièrement précieux. Je lui exprime ma très profonde gratitude.

J'ai eu le plaisir et l'honneur de voir mes débuts de géologue de terrain guidés par Monsieur le Professeur P. LAPADU-HARGUES lors de différents levés de cartes en Ardèche. Ce Maître fut toujours à mon égard d'une bienveillance particulière et les tournées que j'ai effectuées en sa compagnie ont été pour moi pleines d'enseignement; j'ai pu me rendre compte de l'importance du sens critique et de la patience que doit comporter tout travail de terrain. Au cours de la rédaction de ce mémoire j'ai eu maintes fois l'occasion de lui demander conseil et de faire appel à sa grande érudition; qu'il reçoive ici mes plus vifs remerciements.

Jeune étudiant, j'avais déjà eu l'occasion d'apprécier la compétence, l'honnêteté scientifique et la courtoisie de Monsieur le Professeur J. M. PETERLONGO alors Assistant à la Faculté des Sciences de Clermont. Au cours de la mise au point de cette thèse, j'ai profité abondamment de son savoir étendu, ses idées originales et ses critiques constructives m'ont été précieuses; je lui en suis infiniment reconnaissant.

C'est avec un grand plaisir que je remercie Monsieur le Professeur G. ROCCI de la Faculté des Sciences de Nancy qui a bien voulu accepter de faire partie de mon Jury de thèse. Il ne m'a jamais ménagé ses conseils pendant nos séjours communs en Afrique et c'est un honneur pour moi que de lui exposer ce travail, car, son autorité scientifique en fait un arbitre incontesté parmi les géologues de l'Ouest Africain.

Sur un autre plan, je dois remercier ceux qui ont permis la réalisation de ce travail :

Arrivé à Dakar en 1955, je fus pendant tout mon premier séjour affecté à des travaux de laboratoire; jeune géologue j'aspirais à d'autres tâches et surtout à d'autres horizons. Monsieur A. BLANCHOT, alors chef du service de la Carte Géologique d'A.O.F., voulu bien écouter mes doléances et me confier le levé de la carte géologique au 1/200.000 du Sénégal oriental, ce qui devait être par la suite le sujet de cette thèse. Monsieur BLANCHOT me fut

toujours d'un grand soutien, tant par sa profonde connaissance de la géologie atricaïne, que par les efforts qu'il fit pour assurer le financement de ma mission, tâche souvent délicate durant la période de transition, pendant laquelle elle s'est effectuée. Qu'il trouve ici l'expression de ma profonde reconnaissance.

Je remercie tous mes supérieurs du B. R. G. M., Messieurs H. NICOLAS, P. LAFFITTE, G. GERARD, M. SALA, R. MARTINET, M. SLANSKY, B. BESSOLES, ainsi que A. OBERMULLER, géologue en chef au Ministère de la F. O. M. qui ont toujours fait preuve à mon égard de la plus grande compréhension.

J'adresse mes remerciements au Gouvernement de la République du Sénégal et en particulier à Monsieur A. M'BENGUE, Ministre des Travaux Publics, des Transports, et des Mines, ainsi qu'à Monsieur FABRE, Chef du Service des Mines, pour l'appui qu'ils m'ont apporté lors de l'élaboration et de la publication de ce mémoire.

Je me dois de témoigner ma reconnaissance à mes collègues de la section prospection du B. R. G. M. de Dakar, qui ont travaillé au Sénégal Oriental : J. BOIS, R. GIRAUDON, J. GRAVEISTEJN, Y. PERONNE, B. TAGINI, F. WISTCHARD, j'ai si largement puisé dans leurs travaux, qu'ils peuvent à juste titre revendiquer une partie de ce mémoire.

J'associe en un même amical souvenir tous mes collègues du S.G.P.M., et du B.R.G.M. de Dakar, je pense en particulier à J. BARRERE, C. BENSE, J. P. DESTOMBES, J. DELPY, P. MICHEL avec lesquels j'ai eu d'intéressantes discussions sur cette géologie si complexe de l'A. O. F. Je n'oublie pas, non plus, les fructueux échanges de vue que j'ai eu avec les géologues universitaires R. DARS, et J. SOUGY, et avec les géologues pétroliers, J. M. AYME, et M. ZIMMERMAN.

Beaucoup de conclusions énoncées dans cet ouvrage ont pu voir le jour grâce aux nombreuses analyses chimiques réalisées par Madame B. MARTINET, chef du laboratoire de chimie du B.R.G.M. de Dakar, et grâce à celles exécutées à Clermont par Mademoiselle ORLIAC, grâce aussi aux diagrammes de Rayons X faits, tant par le laboratoire du B.R.G.M. à Paris que par Madame MERGOIL à Clermont, grâce enfin aux déterminations d'âges absolus effectuées par Madame VACHETTE et Monsieur BONHOMME au laboratoire de géologie de Clermont-Ferrand.

J'ai retrouvé dans ce laboratoire la même ambiance sympathique que j'avais connue en tant qu'étudiant; j'en remercie tout le personnel mais plus particulièrement Monsieur MAISON-NEUVE, maître de Conférences, Messieurs DIDIER et LAMEYRE, maîtres Assistants, P. BUS-SIERES, géologue du C. N. R. S. qui m'ont souvent apporté leur aide, soit pour une détermination délicate au microscope, soit pour m'éclairer sur tel ou tel problème théorique.

Ma reconnaissance va également à Madame BELLON et au personnel du Service Arts graphiques du B. R. G. M. qui ont assuré avec compétence la frappe et le tirage de ce mémoire et également au Service de Dessin et d'Imprimerie du B. R. G. M. Dakar, en particulier à Messieurs HERMELIN et SIGONNEAU qui en ont assuré l'impression définitive.

Je ne veux pas terminer sans remercier tous ceux qui en brousse ont facilité mon travail : les différents commandants de cercle de Tambacounda, Kédougou, et Bakel, les services des Eaux et Forêts, en particulier Messieurs GIFFARD et BLOCAILLE, la mission catholique de Kédougou, enfin les nombreux chefs de village qui m'ont offert l'hospitalité.

Mon amical souvenir va vers mon personnel africain, chauffeurs, manœuvres, porteurs, boys et en particulier à BA ARONA et MAMADOU SISSOKO. Je n'oublierai pas le dévouement avec lequel ils m'ont servi dans des conditions souvent difficiles; bien qu'ils n'aient pas eu comme moi le stimulant de la découverte, ils ont su accepter la discipline et les rudes conditions de la vie en brousse, pour ne plus songer qu'à la bonne marche de notre équipe.

Résumé

Ce mémoire a été présenté par J-P. BASSOT le 16 Juillet 1963 au Laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences de Clermont-Ferrand, en vue de l'obtention du grade de Docteur ès Sciences Naturelles. Il intéresse un secteur de près de 45.000 kilomètres carrés, placé entre les 12^{ème} et 15^{ème} degrés de latitude Nord et les 11^{ème} et 14^{ème} degrés de longitude Ouest, qui se situe pour sa plus grande partie au Sénégal Oriental, mais débordé également au Mali et en Guinée.

Ce mémoire comprend cinq parties :

La première donne les grands traits de la géographie physique, économique et humaine, ainsi qu'une brève esquisse géologique de la zone étudiée.

La deuxième partie est consacrée à l'étude des séries birrimiennes et des granitisations qui les ont affecté : après un historique des travaux géologiques effectués sur ces formations et la définition des différentes séries, l'étude proprement dite débute. L'auteur a pu distinguer :

— la série de Maço représentant un complexe eruptif à tendance ophiolitique d'origine sous marine. On y observe interstratifiés avec les anciennes roches volcaniques des termes sédimentaires : grauwackes, schistes, conglomérats ,

— les séries du Dialé et du Daléma, situées à l'est de la précédente, semblent, en réalité, correspondre à une même formation séparée en deux parties par le massif granitique de Saraya. Les deux séries sont caractérisées par la prédominance du faciès flysch, mais elles contiennent également des passées de cipolins et des conglomérats. Ceux-ci bien qu'intraformationnels sont souvent localisés le long de la bordure ouest de la série du Dialé, près de la série de Maço.

Le métamorphisme ayant affecté ces trois séries est de faible intensité : le plus souvent il appartient à la zone des micaschistes supérieurs, plus rarement et en particulier près des granites syncinématiques, il peut aller jusqu'à la zone des micaschistes inférieurs.

Ces trois séries semblent représenter les restes d'un géosynclinal : la série de Maço se serait formée dans le sillon eugéosynclinal alors que les séries du Dialé et du Daléma correspondraient aux formations déposées dans le sillon miogéosynclinal. L'ensemble aurait été plissé sous l'effet de forces tectoniques venant du N.W dirigées vers le S.E.

— Différentes granitisations affectent cet ensemble ; les unes sont syn ou tarditectoniques les autres post-tectoniques. C'est ainsi que sont traités successivement :

Les granites syn ou tarditectoniques de type Baoulé avec les sous types Kaadian (affinités métagénétiques) et Saraya (affinités magnétiques).

Les granites de type Boboti syn ou tarditectoniques dont la mise en place a été précédée et sui-

vie par des satellites filoniens remarquablement nombreux et importants.

Les granites post-tectoniques de type Bondoukou qui forment des massifs petits mais nombreux.

Des mesures d'âge absolu montrent que ces granites se sont mis en place entre 2.000 et 2.100 millions d'années : ils sont donc contemporains des granites "éburnéens" ayant traversé le système birrimien du Ghana et de Côte d'Ivoire.

Le problème des séries postérieures au Birrimien et antérieures au Gothlandien moyen constitue la troisième partie, la plus importante de ce mémoire. Un premier chapitre fait l'historique des travaux consacrés à ces formations considérées jusque là comme appartenant soit au Précambrien moyen (birrimien) soit au Précambrien supérieur (falémien). Pour en faciliter la description J.-P. BASSOT y définit 7 séries, chacune d'entre elles faisant l'objet d'un chapitre particulier donnant la description des coupes maîtresses et l'étude de la pétrographie et des grands traits structuraux. Sont ainsi étudiées successivement les séries de Ségou MadinaKouta, de Mali, de la Falémé, des Bassaris, de Youkounkoun, de la Koulountou, et de Bakel.

Les rapports entre ces différentes séries sont ensuite établis : ils sont basés sur l'existence de certains faciès repère (en particulier d'une tillite) et sur des mesures d'âge absolu. La série de Ségou MadinaKouta la plus ancienne est attribuée au Précambrien supérieur (infracambrien), elle est recouverte en discordance par la série de Mali, qui débute par une tillite : cette formation repère a été suivie dans tout le bassin de Taoudenni, on estime qu'il s'agit d'une glaciation éocambrienne. Les séries de la Falémé et de Youkounkoun sont considérées comme contemporaines de la série de Mali, elles s'en distinguent par une épaisseur plus grande et par la présence vers leur base de formations volcaniques sous-marines ; de plus elles ont été vigoureusement plissées. Il semble que la série de Youkounkoun ait continué à se déposer jusqu'au Silurien : ces trois séries seraient donc cambro siluriennes. Les séries des Bassaris de la Koulountou et de Bakel représenteraient "pro parte" l'équivalent métamorphique des précédentes.

Un chapitre particulier traite alors de l'ensemble des problèmes affectant toutes ces séries : volcanisme de la base des séries de la Falémé, de Youkounkoun et de la Koulountou, tectonique (très complexe elle comporterait au moins deux phases de plissement), métamorphisme très particulier (syntectonique) ayant affecté les séries de Bakel, de la Koulountou et des Bassaris.

Dans un dernier chapitre des corrélations sont tentées avec le reste de l'Afrique de l'Ouest.

La quatrième partie comporte d'une part l'étude des dolérites et du métamorphisme de contact qu'elles développent, d'autre part un bref aperçu sur les formations latéritiques si répandues au Sénégal Oriental, et leurs relations avec la géomorphologie.

La conclusion constitue la cinquième et dernière partie de ce mémoire : une reconstitution de l'histoire géologique du Sénégal Oriental y est tentée.

Introduction

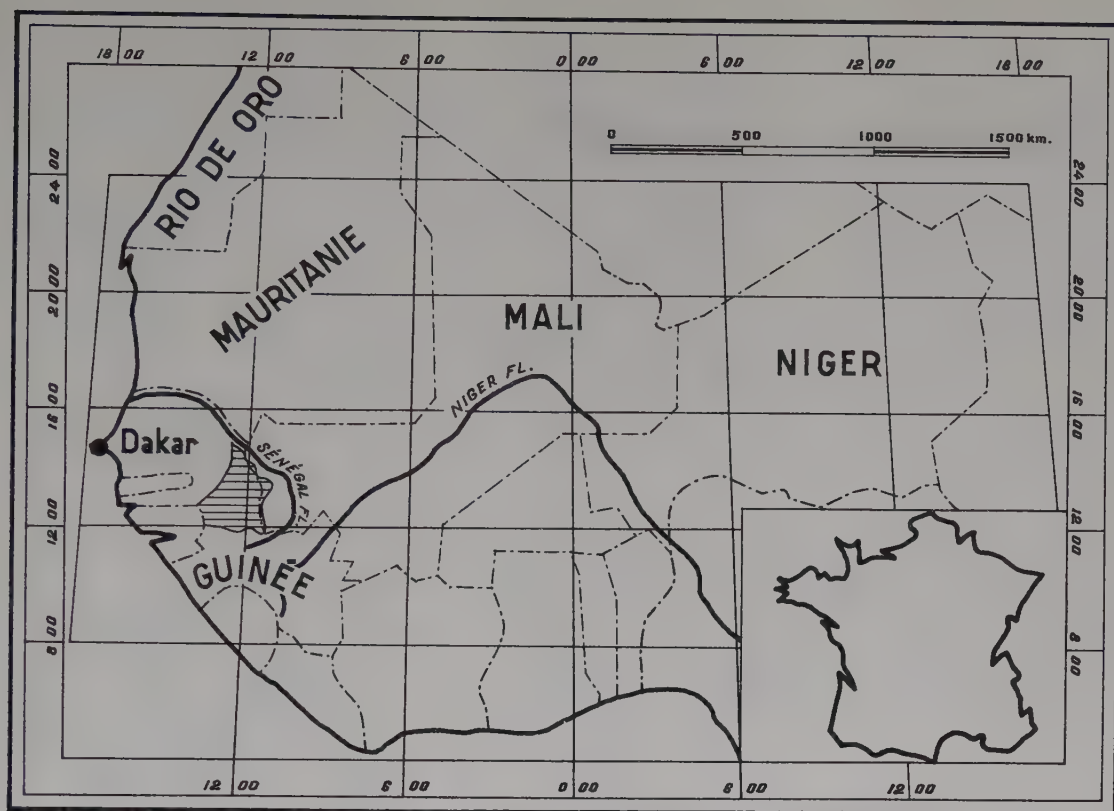
La région étudiée couvre près de 45.000 kilomètres carrés. Elle se trouve placée entre les 12^{ème} et 15^{ème} degrés de latitude Nord et les 11^{ème} et 14^{ème} degrés de longitude Ouest.

Les observations de terrains à la base de cette étude ont été faites entre 1958 et 1962, lors du levé de la carte géologique au 1/200.000. La région étudiée se répartit en 7 coupures : il n'a pas été possible de les joindre au présent mémoire, qui est accompagné par une carte au 1/500.000 plus synthétique et plus maniable. Les cartes au 1/200.000 restent cependant indispensables à une étude détaillée.

Seules sont décrites ici, des formations géologiques antérieures à la transgression secondaire ayant recouvert l'Ouest du Sénégal. Au point de vue géographique ces formations constituent d'ailleurs une entité particulière : le voyageur allant de Dakar à Kédougou ne peut s'y tromper ; après avoir traversé sur plus de 500 km les plaines monotones du bassin sédimentaire, il découvre brusquement des paysages plus variés : la piste traverse des bowals rougeâtres et dénudés, elle plonge dans des vallées à la végétation plus touffue, elle serpente à travers des collines qui parurent d'une "prodigieuse hauteur" aux premiers explorateurs venant de l'Ouest, voici Mako et la rivière Gambie étincellante au-milieu de son écrin vert. Encore une heure de route et ce sera Kédougou d'où le voyageur pourra apercevoir, fermant l'horizon vers le Sud, les hautes falaises bleues du Fouta Djallon.

PREMIERE PARTIE

ESQUISSE
GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE



Situation géographique de la région étudiée

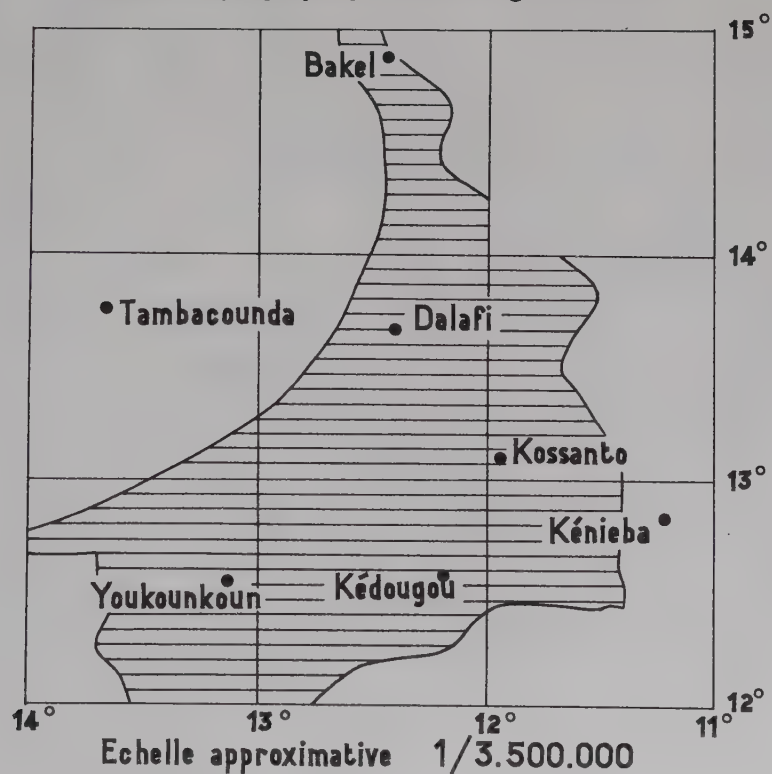
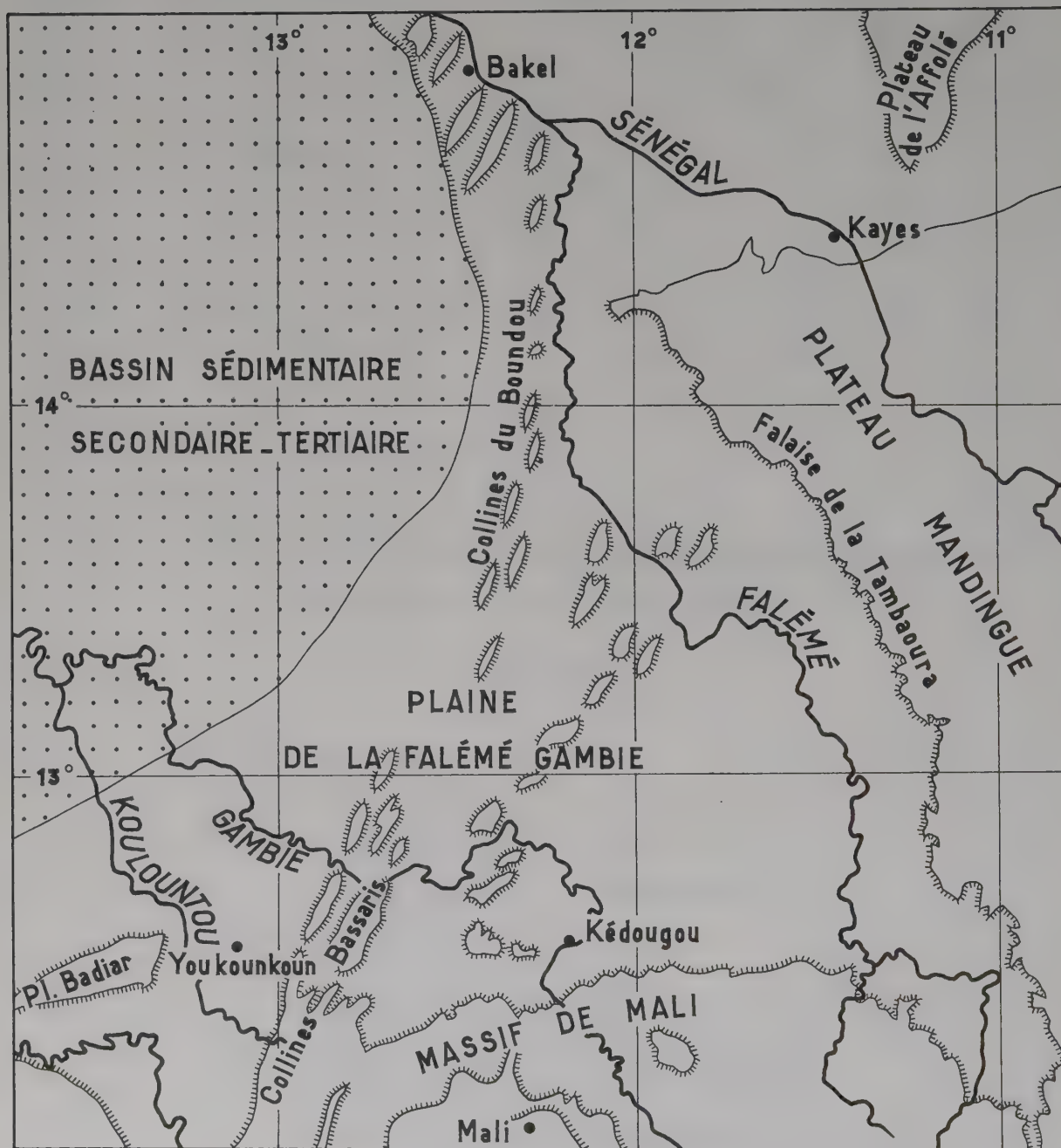


FIG. 1

RÉGIONS NATURELLES DU SÉNÉGAL ORIENTAL ET DE SES CONFINES



Echelle: 1/2.000.000

FIG. 2

ESQUISSE GEOGRAPHIQUE

I — REGIONS NATURELLES ET RELIEF

La zone étudiée dans ce mémoire comprend deux régions naturelles :

Le massif de Mali au Sud

La plaine de la Falémé-Gambie au Nord.

— Le massif de Mali fait partie du massif montagneux du Fouta-Djalon; il en constitue la partie nord. La limite septentrionale de ce massif, marquée par une falaise orientée grossièrement Est-Ouest oscille entre les parallèles $12^{\circ} 10'$ à l'Ouest et $12^{\circ} 25'$ à l'Est. Constitué à l'Est par des dolérites et des pélites cambriennes, à l'Ouest par des grès du Précambrien supérieur (Infracambrien), ce premier ressaut domine de 100 à 200 mètres la plaine de la Falémé-Gambie. Vers l'Est, en territoire malien, cette falaise, après une échancrure vers le Sud correspondant à la vallée de la Falémé, prend une direction W.NW : c'est la falaise de la Tambaoura, terminaison occidentale du plateau mandingue.

En poursuivant vers le Sud, on s'élève par une série de gradins correspondant à des sills de dolérite, et de plans faiblement inclinés couverts de latérite, jusqu'au plateau terminal dont le point culminant, 1538 mètres, est situé à 5 km au NE du village de Mali. Les cours d'eau les plus importants ont réussi à creuser d'étroites vallées dans ce massif; la Gambie en particulier qui prend sa source dans le massif de Mali, en sort par une vallée prenant souvent des allures de canyon. Les marigots les plus petits franchissent les falaises par une série de cascades dont certaines sont très spectaculaires.

— Au Nord de ce massif de Mali, s'étend une immense pénéplaine, limitée à l'Est par la falaise de la Tambaoura; elle se raccorde vers le Nord à la pénéplaine de la Mauritanie centrale, vers l'Ouest, à la plaine correspondant au bassin Sédimentaire-secondaire tertiaire de l'Ouest-Sénégal.

Cette vaste surface est très légèrement pentée vers le Nord et l'Ouest : on passe de la cote 200 au pied du massif de Mali, à une cinquantaine de mètres sur les bordures N et W. La Falémé, la Gambie et pour une petite partie le Sénégal la traversent en donnant des vallées peu marquées.

Une série de collines vient rompre la monotonie de la plaine :

— Les petits massifs tabulaires de Bandafassi, Ibel, Lakannta, constitués par des formations primaires protégées de l'érosion par un « toit » de dolérite, apparaissent en

quelque sorte comme des buttes témoins du massif de Mali.

— Les collines Bassaris (prolongées par les monts Hassiriks) forment un alignement orienté N.NE; les points culminants varient entre 500 et 311 mètres; ils dominent la plaine environnante de 2 à 400 mètres. Ces hauteurs correspondent à des formations primaires métamorphisées.

— Des collines correspondant à des roches vertes birrimiennes, forment un arc qui, partant des environs de Mako, franchit la Falémé à Soreto et se poursuit en territoire malien jusqu'au Nord de Kakadian. Ces collines ont une hauteur de commandement pouvant atteindre 200 mètres. Le point culminant, à l'Est de Sabodala, se trouve à une altitude de 416 mètres.

— Au Nord du marigot Niokolo-Koba, les grès rouges du Cambrien supérieur forment une série de petites arêtes, de plus en plus accusées en allant vers le Nord. C'est ainsi qu'entre Kidira et Bakel, l'Aïre Bitorgué, avec 124 mètres d'altitude, domine de près de 80 mètres la plaine environnante.

— Dans la région de Bakel, des bancs de quartzites donnent des arêtes aux formes vigoureuses ayant une cinquantaine de mètres de hauteur de commandement.

— Enfin, dans l'extrême SW de la zone étudiée (en territoire guinéen), les grès blancs de l'« Ordovicien » forment des plateaux (Badiar, Kadé).

II — HYDROGRAPHIE

Le Sénégal oriental constitue une partie des bassins du Sénégal et de la Gambie :

A — Le bassin du Sénégal

Le *Sénégal* constitue sur une trentaine de kilomètres la bordure nord de la zone étudiée. C'est un fleuve important : à Bakel son versant est de 232.070 kilomètres carrés (annuaire hydrologique de la F.O.M., 1958). Son débit est extrêmement variable comme en témoignent les chiffres suivants mesurés à Bakel au cours de l'année 1958. Ces chiffres sont données en m³/s; il s'agit de débits moyens annuels :

J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
193	114.8	65.6	31.5	17.5	171	560	3977	3903	1876	761	432

Il faut noter que dans la même station une pointe de crue de 9000 m³/s a été enregistrée. La pente est pourtant extrêmement faible puisque à cet endroit (800 kilomètres de la mer) la cote est à 22, soit une pente de 0,0027 %.

Parmi les affluents du Sénégal, un seul intéresse vraiment la zone étudiée, il s'agit de :

— *La Falémé.*

Cette rivière qui prend sa source dans le Fouta-Djalou traverse du S vers le N la partie orientale de la région étudiée. Elle constitue d'ailleurs sur une grande partie de son cours la frontière entre le Sénégal et le Mali.

A Kidira, où la surface de son bassin versant atteint 28.180 kilomètres carrés, les débits mensuels moyens mesurés en m³/s ont été pour 1958 :

J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
29	19	8.4	2	2	42	130	1043	779	357	135	73

approximatifs

Il s'agit donc d'une rivière extrêmement irrégulière. En période de crue une pointe de 3.126 m³/s a été enregistrée dans la même station en 1954; par contre j'ai pu observer en mai, à quelques kilomètres en amont de Kidira, le passage d'un seuil sableux par la rivière. En ne tenant pas compte du sous-écoulement, j'ai pu estimer le débit à moins de 100 litres/s. Des mesures récentes ont prouvé que, à partir de janvier, le débit diminuait de l'amont vers l'aval.

Les affluents principaux sur la rive sénégalaise sont du S au N : le Balin Ko, le Koïla Kabe, le Boboti, le Dalema, le Balangouma, le Diale, le Gandamaka, le Dennji, le Denioko, le Batchi-Kole. Mis à part le Balin-Ko, tous ces marigots ne coulent plus en saison sèche, seules un certain nombre de mares persistent le long de leur cours.

B — Le bassin de la Gambie

La Gambie prend sa source dans le Fouta-Djalou au Sud de Mali; elle traverse toute la zone étudiée, elle en constitue d'ailleurs le principal drain. C'est une rivière importante; son bassin versant lorsqu'elle entre dans le bassin sédimentaire du Sénégal, peut être estimé à plus de 40.000 kilomètres carrés. Son régime est malheureusement moins bien connu que ceux de la Falémé ou du Sénégal; les données précises sur ses débits n'existent pas. On estime qu'ils sont supérieurs à ceux de la Falémé.

Parmi les principaux affluents qu'elle reçoit dans la zone étudiée, on peut citer de l'aval vers l'amont : le Koumoutourou, le Tiokoye, le Diarha, le Niokolo-Koba, la Koulountou, le Nieri-Ko. Toutes ces rivières ne coulent plus pendant la saison sèche.

C — Caractéristiques générales de ces fleuves et rivières

Les dépôts alluviaux du Sénégal, de la Gambie et de la Falémé ont été étudiés (P. MICHEL, 1959 et 1960; J. MARCHESSEAU, 1959). P. MICHEL tire un certain nombre de conclusions de ces études.

— Il s'agit de fleuves à caractéristiques typiquement tropicales. Ils présentent, en particulier, un profil d'équilibre irrégulier, avec de nombreux seuils et rapides. Ceci est dû principalement à la faible capacité de transport en long de ces fleuves. P. MICHEL souligne que « la capacité de transport est très limitée, les galets (provenant d'anciennes terrasses) sont simplement remaniés au cours des crues ».

— Un certain nombre de terrasses anciennes ont été définies; ce point sera repris au chapitre « Géomorphologie ».

— Après une période de remblaiement, il semble qu'on assiste actuellement à une période de recréusement assez actif.

— La Falémé, jusqu'à une époque récente, possédait un débit plus élevé que la Gambie.

III — LE CLIMAT

Le Sénégal Oriental et ses confins immédiats possèdent un climat sahélo-soudanien, mais comme ce territoire s'étend entre les parallèles 12° et 15°, son climat n'est pas complètement uniforme. De plus les régions en altitude ont un climat spécial. D'une façon générale on peut distinguer trois saisons :

— La saison sèche et fraîche, de novembre à février où les nuits sont fraîches et où les températures diurnes ne dépassent pas 35°,

— La saison sèche et chaude, de mars à juin, période pendant laquelle souffle l'« harmathan », vent d'Est chaud et sec. Les températures peuvent atteindre 45° tandis que les nuits sont généralement d'une fraîcheur relative (25-30°).

— La saison des pluies, de mi-juin à octobre, caractérisée par de fortes averses orageuses, prenant parfois l'allure de tornades, où la température est plus clémente.

Nous donnons ci-dessous quelques précisions au sujet des températures et de la pluviométrie.

A — Température

Dans le tableau ci-dessous, la moyenne des minima, des maxima, la moyenne absolue mensuelle sont données pour la période 1954-58. Ces mesures ont été enregistrées à la station de Kédougou :

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Minima	14.0	16.9	20.6	25.0	25.5	23.2	22.3	22.2	21.8	21.8	19.7	17.0
Maxima	36.4	37.9	40.5	41.0	39.3	33.1	32.1	31.5	32.5	34.8	35.6	34.9
Moyennes ..	25.2	27.4	30.6	33.0	32.4	28.2	27.2	26.9	27.2	28.3	27.7	26.0

Les températures sont du même ordre pour toute la région étudiée, sauf pour le massif de Mali où l'altitude tempère le climat; à ce sujet, R. MOLARD donne les chiffres suivants : à Kédougou la moyenne annuelle est de 28°, à Mali 20°,5. Dans ces deux stations les moyennes des maxima d'avril sont respectivement de 40° et de 29°8.

B — Pluviométrie

Les isoyètes sont sensiblement de direction Est-Ouest et parallèles entre eux. Pour la période 1949-1958 on a relevé :

Hauteur d'eau		Jours de précipitation
Bakel	447 mm.	40
Tambacounda	938 mm.	77
Kédougou	1428 mm.	77

IV — VEGETATION

Intimement liée au climat et en particulier à la pluviométrie, la végétation diffère sensiblement entre le Nord et le Sud.

— La partie nord entre Kidira et Bakel est le domaine de la steppe arbustive; l'élément arboré est surtout représenté par des épineux du genre acacia : la gomme dite arabe faisait aux siècles derniers l'objet d'un commerce important dans ces régions. Le jujubier est également assez commun, tandis que les baobabs sont plus rares. Sur les crêtes gréseuses on observe des Euphorbiacées.

Le tapis herbacé est surtout formé de graminées, cypéracées, et papilionacées.

— Vers le Sud, on passe progressivement à la savane boisée : les épineux sont subordonnés aux figuiers (*Ficus glumosa*, *Ficus locardii*), au faux kapokier (*Bombax costatum*), au fromager (*Ceiba pentandra*), au karité (*Batyrospermum Parkii*), et plus rarement au Néré (*Parkia-biglobosa*), et au tamarinier (*Tamarindus indica*). Les bambousaies sont communes.

Le tapis herbacé est formé par des graminées, des cypéracées et des papilionacées; beaucoup d'herbes qui le composent atteignent une hauteur variant entre 1 et 2 mètres.

Autour des rivières et des marigots plus petits, poussent de minces galeries forestières; ces galeries sont de deux types : lorsque le marigot est petit, on observe des peuplement de palmiers raphias et de roniers (*Borassus flabellifer*), lorsque le cours d'eau est important le raphia est absent, par contre le ronier et tous les arbres cités plus haut sont présents.

Les « bowés », plateaux couverts d'une cuirasse latéritique sont totalement dépourvus de couverture végétale pendant la saison sèche. Après les premières pluies, ces surfaces apparemment complètement stériles se recouvrent d'un fin gazon vert.

La végétation a sans doute été profondément modifiée par l'homme; celui-ci par ses défrichements et surtout par les feux de brousse a provoqué l'accélération de l'érosion et du cuirassement latéritique, et a favorisé la survivance des espèces végétales ignifuges. Dans les zones désertiques subsistent quelques reliques de la végétation primitive. Entre Kousane et Bransan en particulier, on peut observer de véritables futaies.

V — LA FAUNE

La faune de cette région ne présente pas d'individualité bien marquée; elle est constituée d'un mélange de faunes de savanes guinéenne et sahélienne. Elle se caractérise surtout par sa relative abondance en nombre et en espèces :

— Les Antilopes, en particulier, y présentent une forte concentration. On y rencontre des troupeaux de grandes espèces. Elan de Derby (g. *Taurotragus*); Antilope cheval (g. *Hippotragus*); Bubale (g. *Alcephalus*) et de nombreuses antilopes de plus petite taille : Cobes de Buffon, Cobes de roseaux, Guib, Ourebi, etc... Les girafes ont été signalées à diverses reprises. Les buffles noirs sont rares mais présents un peu partout. Une centaine d'éléphants vivent dans la réserve du Niokolo-Koba.

— La plupart des espèces carnivores africaines : Lion, Hyène, Panthère, Lycaon, Chacal, Chat sauvage, Mangouste, Civette, Genette, etc...

— De nombreux insectivores, Hérisson et surtout Chauve-souris.

— Quelques rongeurs : Musaraigne, Porc-épic, Lièvre.

— Quatre espèces de Primates : Galago du Sénégal, Patas, Collitriche et surtout Cynocéphale.

— La classe des Reptiles est représentée par de nombreuses espèces de Serpents (Python, Naja, Vipère heurtante, nombreuses couleuvres, etc...) par des Crocodiles, des Varans et surtout par de nombreux Lézards.

— La faune aviaire est abondante et variée; parmi les grandes espèces, outre les inévitables « charognards », on rencontre communément, les Pintades, les Francolins (sorte de Perdrix), les Tourterelles et le Grand Calao d'Abyssinie. Les petites espèces sont encore plus abondantes; un grand nombre d'entre elles ont un plumage aux teintes vives, aussi des oiseaux spécialisés opèrent-ils la chasse au filet. Les oiseaux capturés sont expédiés en Europe.

VI — POPULATIONS

Un grand nombre de races habitent au Sénégal Oriental : Malinkés, Peuhls, Toucouleurs, Sarakolés, Bassaris, Coniaguis, pour ne citer que les plus importantes.

Située aux confins de groupes ethniques ou politiques importants (anciens royaumes mandingues du Mali, peuhls du Fouta-Djalou et du Fouta-Toro), cette région fut jusqu'à l'occupation française, le théâtre de combats continuels. Reconstituer l'histoire du peuplement de ce pays est chose délicate; on estime que les Bassaris et les Coniaguis sont les populations vraiment autochtones. La migration peuhle vers le Fouta-Djalou puis l'invasion mandingue (XIII^e siècle) vinrent restreindre le territoire des premiers occupants. Ce territoire fut encore diminué au XIX^e siècle par des infiltrations peuhles venant cette fois du Fouta-Djalou. Toutes ces invasions ont abouti à une véritable mosaïque de populations. Certains auteurs pensent que les combats incessants qui se livrèrent dans cette zone sont, en partie, à l'origine de la faible densité de la population : moins d'un habitant au kilomètre carré dans la partie centrale, 1 à 5 sur la périphérie ou chez les Coniaguis.

VII — CULTURES ET ELEVAGE

Le mil est la principale culture de toute cette région; il constitue la base de la nourriture de la population. Suivant les variétés il est cultivé soit en plaine, soit sur pente. Sur les sols riches, en particulier sur les alluvions fines des marigots, on cultive le maïs et le riz. Le fonio, le voanzou, le piment, l'arachide, sont des cultures vivrières accessoires. Depuis quelques années la culture de l'arachide se développe rapidement en vue de sa commercialisation.

Autour des villages peuhls et malinkés on observe souvent de petits champs de coton dont le produit est filé puis tissé sur place. Enfin dès les premières pentes du Fouta-Djalou apparaissent autour des cases, les orangers, citronniers et mandariniers; autour des points d'eau les peuhls aménagent souvent de petites plantations de bananiers.

Malgré la mouche tsé-tsé (dont l'habitat ne dépasse pas, vers le Nord, le 14^e parallèle) l'élevage des bovins, ovins et caprins est très répandu. Chaque village possède son troupeau qui pâture en brousse pendant la journée mais que l'on rentre le soir au village ou dans un enclos pour le protéger des grands fauves.

Si les ovins et les caprins sont utiles en fournissant leur ration de viande aux populations, les bovins ne sont que peu ou pas utilisés. Mis à part la petite quantité de lait qu'il fournit, le troupeau est surtout une question de prestige, il n'est que trop rarement commercialisé ou utilisé pour fournir de la viande de boucherie.

Au Nord du 14^e parallèle, c'est-à-dire hors de la zone habitée par la tsé-tsé, apparaissent les ânes et quelques chevaux.

VIII — DIVISIONS ADMINISTRATIVES

La zone étudiée sur le territoire de la République du Sénégal se trouve dans la région administrative dite « orientale » dont le Gouverneur réside à Tambacounda. Cette

région est subdivisée en trois cercles : cercles de Bakel, Tambacounda, Kédougou qui, eux-mêmes comprennent un certain nombre d'arrondissements.

J'ai également effectué des levés sur les confins du Sénégal : en 1958-59 en Guinée (cercles de Mali et Youkounkoun), en 1960 au Mali (cercles de Kayes et Kénieba).

IX — VOIES DE COMMUNICATION - MOYENS D'ACCES

1° *Voie aérienne* : un service hebdomadaire est assuré entre Dakar, Tambacounda et Kédougou par un DC3 de l'aviation militaire sénégalaise.

2° *Voie ferrée* : La ligne Dakar-Bamako traverse le Sénégal Oriental dans sa partie N. Les gares de Kidira et Tambacounda sont deux bases de départ commodes. Avant l'éclatement de la Fédération du Mali un service par train express avait lieu trois fois par semaine. Il est maintenant réduit à une seule fois.

3° *Pistes et routes* : 500 kilomètres de routes (dont 200 goudronnés) séparent Dakar de Tambacounda. A partir de cette ville les axes principaux de pénétration sont :

— Tambacounda — Koundara — Youkounkoun (route à peu près abandonnée depuis 1958).

— Tambacounda — Kidira — Bakel.

— Tambacounda — Kédougou.

— Kédougou — Youkounkoun.

— Kédougou — Saraya — Kénieba (Mali).

— Kédougou — Bimbou — Dalafi — Kidira — Bakel.

Mis à part Tambacounda-Kidira et Tambacounda-Kédougou, toutes ces pistes ne sont pas utilisables en permanence pendant la saison des pluies. Outre ces axes principaux il existe tout de même un réseau de petites pistes ouvertes soit par l'administration, soit par les traitants. Enfin les Eaux et Forêts ont établi un réseau de pistes excellentes sur toute l'étendue du parc national de Niokolo-Koba. On peut dire que, mis à part quelques zones désertiques, tous les points de la zone étudiée sont à moins de deux journées de marche d'une piste accessible à un véhicule tout terrain.

Bien que la plus grande partie de ces pistes ne soient pas ouvertes avant janvier, leur existence n'en est pas moins providentielle car la circulation en tout terrain est très difficile et la plupart du temps impossible à cause de la végétation et des entailles profondes dans la latérite.

X — CONDITIONS DE TRAVAIL

A — Documentation topographique

Dès le début de mes travaux sur le terrain, j'ai disposé des excellentes cartes au 1/200.000 dressées par l'I.G.N. à partir des photos aériennes et d'un réseau de points astronomiques. Très souvent d'ailleurs j'ai pu utiliser directement sur le terrain les photos aériennes dont l'échelle correspondait sensiblement à du 1/50.000; ces photos m'ont rendu de précieux services : repérage précis, recherche aisée des zones d'affleurements, structure géologique parfois visible.

B — Travaux sur le terrain

Après une reconnaissance générale de la région en mai-juin 1958, j'ai commencé mes levés en novembre de la même année. J'ai pu effectuer en brousse les campagnes 58-59, 59-60, 60-61, en 1962 j'ai pu faire une rapide tournée de vérification. Mon travail a été facilité d'une part par des levés déjà exécutés par mes prédécesseurs, d'autre part par les travaux de détails effectués par plusieurs missions de prospection, travaux que j'ai utilisés pour dresser mes cartes.

J'ai eu le plus souvent deux véhicules à ma disposition : un Power-wagon (puis un Unimog) et une Land-Rover. Mon personnel comprenait, outre mes deux chauffeurs, un manœuvre spécialisé, un ou deux manœuvres ordinaires, enfin un boy-cuisinier. Je possédais une base fixe où j'entreposais matériel de rechange et échantillons. Cette base était située dans un centre où je pouvais trouver du ravitaillement, de l'essence, un bureau de poste. Je partais en général pour des tournées de trois semaines et je revenais passer une huitaine de jours à ma base pour y rédiger mon rapport mensuel, classer mes échantillons et me réapprovisionner.

La plupart de mes itinéraires ont été faits à pied. Les pistes suivent le plus possible les surfaces planes et sans végétation que constituent les « bowés » ; en les parcourant il n'est guère possible de voir autre chose que de la latérite. J'ai donc été amené à chercher les affleurements là où ils se trouvaient c'est-à-dire dans le lit mineur des marigots.

Dans la mesure du possible je plaçais mes itinéraires de façon à ce qu'ils aboutissent à une piste où je trouvais un de mes véhicules le soir venu. Lorsque cela était impossible, j'utilisais des porteurs pour de petites tournées ne dépassant que rarement quatre jours.

J'ai pu également descendre en canot, en compagnie de J. MARCHESSEAU, prospecteur au S. G. P. M., la plus grande partie de la Gambie, et en compagnie de F. WITSCHARD, géologue au B. R. G. M., la Falémé entre Satadougu et Ylimalo. Ce mode de travail est très efficace : il permet de faire des coupes plus complètes que celles effectuées à partir de la berge où la forêt-galerie et les levées argileuses empêchent d'accéder à tous les affleurements.

Les campagnes de terrain débutaient en décembre et finissaient à la mi-juin. Il est difficile de travailler avant que les herbes soient brûlées, c'est-à-dire en janvier ; après les premières pluies (fin mai, début juin), les déplacements deviennent difficiles et aléatoires : embourbements, pont emporté par une crue, etc...

C — Travaux au centre de Dakar

Au retour de chaque campagne de terrain, un rapport annuel était rédigé, une carte d'interprétation dressée. Les échantillons recueillis devaient être enregistrés, les lames minces étudiées. Les délais impartis pour effectuer ces travaux sont en général trop courts, j'ai pu heureusement, pendant la plus grande partie de 1962 et pendant les six premiers mois de 1963, avoir le temps nécessaire pour dresser mes cartes au 1/200.000, finir d'étudier mes lames minces, exploiter mes analyses chimiques et rédiger le présent mémoire.

Près de 1.700 échantillons ont été recueillis, 526 lames minces étudiées, 83 analyses de roches interprétées.

ESQUISSE GEOLOGIQUE

Notre étude porte exclusivement sur les formations géologiques antérieures à la transgression crétacée du bassin sédimentaire du Sénégal (voir figure 4).

Ces formations peuvent être divisées en deux groupes entièrement distincts :

I — LE SOCLE ANCIEN

A l'Est un ensemble plissé et métamorphisé dans la zone des micaschistes supérieurs (plus rarement inférieurs) comporte :

— Une série d'anciennes roches basiques volcaniques plus ou moins transformées, interstratifiées avec des tufs et grauweekes.

— Une série d'origine sédimentaire où l'on observe une alternance rapide entre faciès fins (schistes) et grossiers (quartzites grauweekes). Il s'agit d'un ancien flysch métamorphisé.

Cet ensemble a été largement granitisé soit par des granites orientés, soit par des granites équants. Par sa lithologie, son degré de métamorphisme et de granitisation, cet ensemble présente beaucoup d'affinités avec le système birrimien, défini sur la rivière Birrim au Ghana, qui appartient au Précambrien moyen.

Au Sénégal Oriental ce Birrimien représente les terrains les plus anciens qui ont pu être mis en évidence : il peut être considéré comme un socle cratonisé.

II — LES SERIES PLUS RECENTES

A l'Ouest et au Sud du socle birrimien, reposant sur lui en discordance, on observe un groupe de séries non granitisées, la plupart du temps non métamorphiques, pouvant être plissées ou non.

On y distingue les subdivisions suivantes :

— Dans le massif de Mali, à l'Est du méridien 12° 25, une série comportant de bas en haut : grès quartzites, pélites, grès quartzites, pélites et calcaires pélitiques bariolés. Cette série a été attribuée au Précambrien supérieur (Infracambrien).

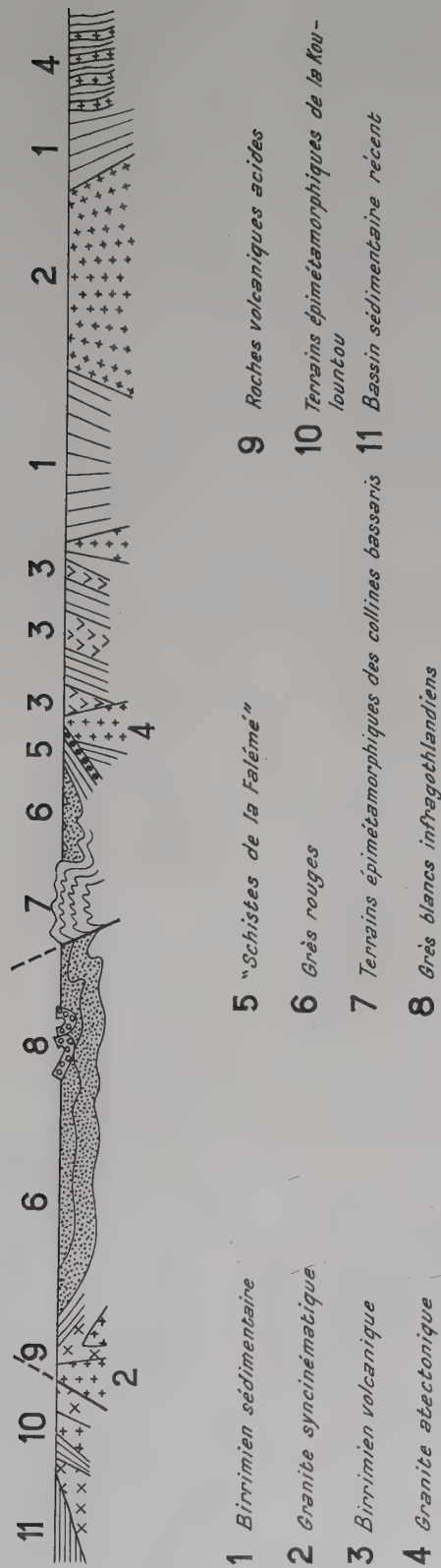
— Reposant en discordance à la fois sur le Précambrien supérieur et sur le Birrimien, une série qui débute par une formation particulière : la tillite. Cette formation a servi de banc repère dans tout le bassin de Taoudenni : on estime qu'elle fait partie des glaciations éocambriennes. La série qui la surmonte est donc attribuée au Paléozoïque; elle comprend de bas en haut : des calcaires dolomitiques, des jaspes, un ensemble pélitique avec de nombreux bancs de grauweekes, silexites et cinérites, des grès rouges feldspathiques mal classés; cet ensemble est attribué au Cambrien. Enfin, après une discordance mal visible au Sénégal Oriental, la série se termine par des grès blancs attribués jusqu'à présent à l'Ordovicien par corrélation avec les grès blancs de Dombiagui (Guinée) surmontés par du Gothlandien moyen daté.

Localement la série cambrienne peut débiter par des éruptions volcaniques sous-marines basiques (collines Bassaris) ou acides (région du confluent de la Gambie et du Nio-kolo-Koba).

Notons enfin que ces séries ont subi pour la plupart une tectonique souvent violente. Une coupe à la hauteur du 13° parallèle montre d'Est en Ouest (voir figure 3) :

- Le socle birrimien.
- Un synclinorium, à cœur de grès rouges, déjeté vers l'Est.
- Une zone à paroxysme de plissements correspondant aux collines Bassaris; dans cette zone apparaissent des faciès métamorphiques.
- Un synclinorium à cœur de grès blancs.
- Une autre zone à paroxysme de plissements, avec remontée de fragments du socle et apparition d'un léger métamorphisme.
- Les terrains du bassin sédimentaire, subhorizontaux et transgressifs.

COUPE SCHEMATIQUE A LA HAUTEUR DU 13^{ème} PARALLELE



Echelle approximative : 1/2.000.000

FIG.3

DEUXIEME PARTIE

SERIES BIRRIMIENNES

SERIES BIRRIMIENNES

I — GENERALITES

A — Historique

La géologie de la zone birrimienne a fait l'objet de nombreux travaux en raison du nombre d'indices minéralisés qu'elle contenait; l'or de la rivière Falémé en particulier, attira très tôt l'attention : en 1747 le minéralogiste PELAYS était assassiné à Tambaoura alors qu'il étudiait les « mines » d'or de la région. Nous ne nous attarderons pas sur les travaux de ces précurseurs si ce n'est pour signaler avec P. MICHEL (1959) que certaines de leurs conclusions sur la géomorphologie de la région ont été reprises par les travaux les plus récents.

— HUBERT H. (1913) avait désigné la série birrimienne sous le nom de schistes cristallins.

— SKAWYTCH J. (1933) établit un premier schéma géologique au 1/500.000^e, il distingue parmi ces schistes cristallins, des granitogneiss (granites orientés) qu'il considère comme la formation la plus ancienne, des schistes métamorphiques d'origine diverse (sédimentaire ou éruptive), enfin des granites postérieurs aux plissements des schistes métamorphiques.

— LEGOUX P. (1939) dans son article de synthèse sur l'A.O.F. indique que, d'après les auteurs anglais, les granitogneiss sont en réalité intrusifs dans les schistes métamorphiques. Il assimile la série métamorphique et granitisée de l'Est Sénégal au Birrimien du Ghana.

— NICKLES M. (1936-1943) à qui l'on doit la carte au 1/1.000.000 Dakar-Est et celle de Kita-Ouest au 1/500.000 pour la partie sénégalaise, montre que les granito-gneiss, ainsi que l'avait suggéré P. LEGOUX, se sont bien mis en place dans les schistes cristallins. Parmi ceux-ci il distingue des roches orthométamorphiques, en particulier les roches vertes qui se trouvent dans la boucle de la Gambie, et les roches paramétamorphiques qui comprennent des schistes, des quartzites, des micaschistes et des cipolins.

— SAGATZKY J. (1948) étudie la région située sur la rive gauche de la Gambie dans la grande boucle que fait cette rivière avant de prendre la direction Est-Ouest. A la suite de cette étude minutieuse il établit une carte au 1/50.000 de cette zone et tire un certain nombre de conclusions :

Il reconnaît dans les roches vertes, un certain nombre de faciès de roches éruptives basiques, légèrement métamorphisées (gabbros, basaltes, péridotites, andé-

sites) et essaie d'établir une chronologie de leur mise en place.

Il assimile les conglomérats écrasés de Sangola et d'Atak à celui de Kawéré au Ghana. Cette corrélation lui permet d'attribuer ces conglomérats et certains faciès graveleux au Tarkwaïen qui, , rappelons-le est un étage du Précambrien supérieur immédiatement postérieur au Birrimien.

— ROQUES M. (1948) dans un article synthétique sur la géologie de l'A. O. F. replace dans un cadre élargi les formations métamorphiques du Sénégal Oriental et donne les traits caractéristiques des différentes venues granitiques.

— BODIN L. (1951) publie dans un bulletin de la direction des Mines une étude exhaustive des granitisations de l'A. O. F., au cours de laquelle il décrit certains granites sénégalais.

— DEFOSSEZ M. (1949-1952) poursuit sur la rive droite de la Gambie le travail commencé par J. SAGATZKY sur la rive gauche.

D'autre part, ce géologue montre que les alluvions de la Falémé peuvent contenir de fortes teneurs en cassitérite. A la suite de cette découverte de nombreuses missions de prospection ont travaillé dans le bassin de cette rivière; citons pour mémoire : COUTURE, KOCINSKY, CHERMETTE, SOULE de LAFONT, PERONNE, LEHINGUE :

— SOULE de LAFONT D. (1955-57) s'intéresse aux granitisations : il met en évidence des venues syntectoniques, tarditectoniques et post-tectoniques et donne les principales caractéristiques des venues minéralisantes pouvant accompagner ces différents granites. Cet auteur a étudié d'autre part les gisements de fer de la rive gauche de la Falémé.

— PERONNE Y. (1957) étudie la terminaison nord du granite de Saraya, il distingue plusieurs venues granitiques possédant chacune des minéralisations particulières.

— ARNOULD A. (1959) montre au cours d'une brève mission dans la région de Kédougou :

que les anciennes roches basiques de la boucle de la Gambie sont intimement associées avec des argilites, des tufs, des grauweekes, et que cette association constitue un complexe volcano-sédimentaire.

que mis à part les conglomérats d'Atak et de Sangola, le groupe Tarkwaïen défini par J. SAGATZKY faisait partie de ce complexe et ne pouvait être différencié du Birrimien.

— Enfin, depuis 1959 de nombreuses missions de prospection ont travaillé sur les formations birrimiennes du Sénégal Oriental; citons par ordre chronologique :

B. TAGINI (1959), Y. PERONNE (1960), F. WITSCHARD (1960-61-62); J. BOIS (1960-61-62), R. GIRAUDON (1961), J. GRAVESTEIN (1961-62).

Ces géologues ont exécuté toute une série de travaux détaillés; on peut considérer en particulier que, fin 1963, tout le Birrimien du Sénégal Oriental sera levé à l'échelle du 1/50.000. J'ai travaillé en constante collaboration avec eux et une partie des contours des formations birrimiennes de mes cartes au 1/200.000 a pu être précisé grâce à leurs travaux.

B — Plan de l'étude : définition des séries

La zone birrimienne est relativement complexe; rappelons qu'elle comprend un ensemble de formations plissées et métamorphisées où l'on distingue d'anciennes roches volcaniques basiques ou neutres, et d'anciennes roches sédimentaires, schistes, grauweekes, quartzites, cipolins.

Cet ensemble a subi diverses granitisations (syntectoniques, tarditectoniques, atectoniques). Les granites orientés syntectoniques sont les plus importants au point de vue superficiel; ils forment des bandes allongées et peuvent séparer le reste de la série en panneaux distincts.

Nous étudierons d'abord la série birrimienne proprement dite, puis les granitisations qui l'ont affectée. Pour faciliter l'exposé, nous avons défini dans les formations métamor-

phiques un certain nombre de séries : nous avons distingué ainsi d'Ouest en Est (voir figure 4) :

— La série de Mako : il s'agit d'une bande orientée grossièrement N.NE, large d'une vingtaine de kilomètres au Sud, d'une cinquantaine au Nord, caractérisée par la présence d'anciennes roches volcaniques basiques interstratifiées avec des argilites, tufs, grauweekes, schistes. Vers le NW elle est bordée, soit par des granites, soit par les séries paléozoïques.

— La série du Dialé se situe entre la série de Mako et la bordure occidentale du granite de Saraya. Elle comprend des roches d'origine sédimentaire légèrement métamorphisées où l'on distingue des schistes, micaschistes, cipolins, quartzites et grauweekes métamorphiques. Le long de sa bordure ouest nous avons pu repérer des conglomérats qui semblent d'ailleurs intraformationnels. Vers le SE elle peut contenir de petites passées de roches vertes d'origine ortho.

— La série du Daléma se situe à l'Est du granite de Saraya; elle se poursuit au-delà de la Falémé en territoire malien où nous n'avons pu l'étudier. Au point de vue pétrographie, elle offre de grandes analogies avec la série du Dialé.

Nous étudierons pour chacune de ces séries sa structure générale, sa pétrographie, et lorsqu'il y a lieu les caractéristiques de son « chimisme ». Nous passerons ensuite à l'étude des différentes venues granitiques.

Nous essaierons de dégager les grands traits de la série birrimienne et en particulier, d'en reconstituer l'histoire géologique et tectonique; des corrélations seront faites avec les autres territoires de l'Afrique Occidentale.

II — LA SERIE DE MAKO

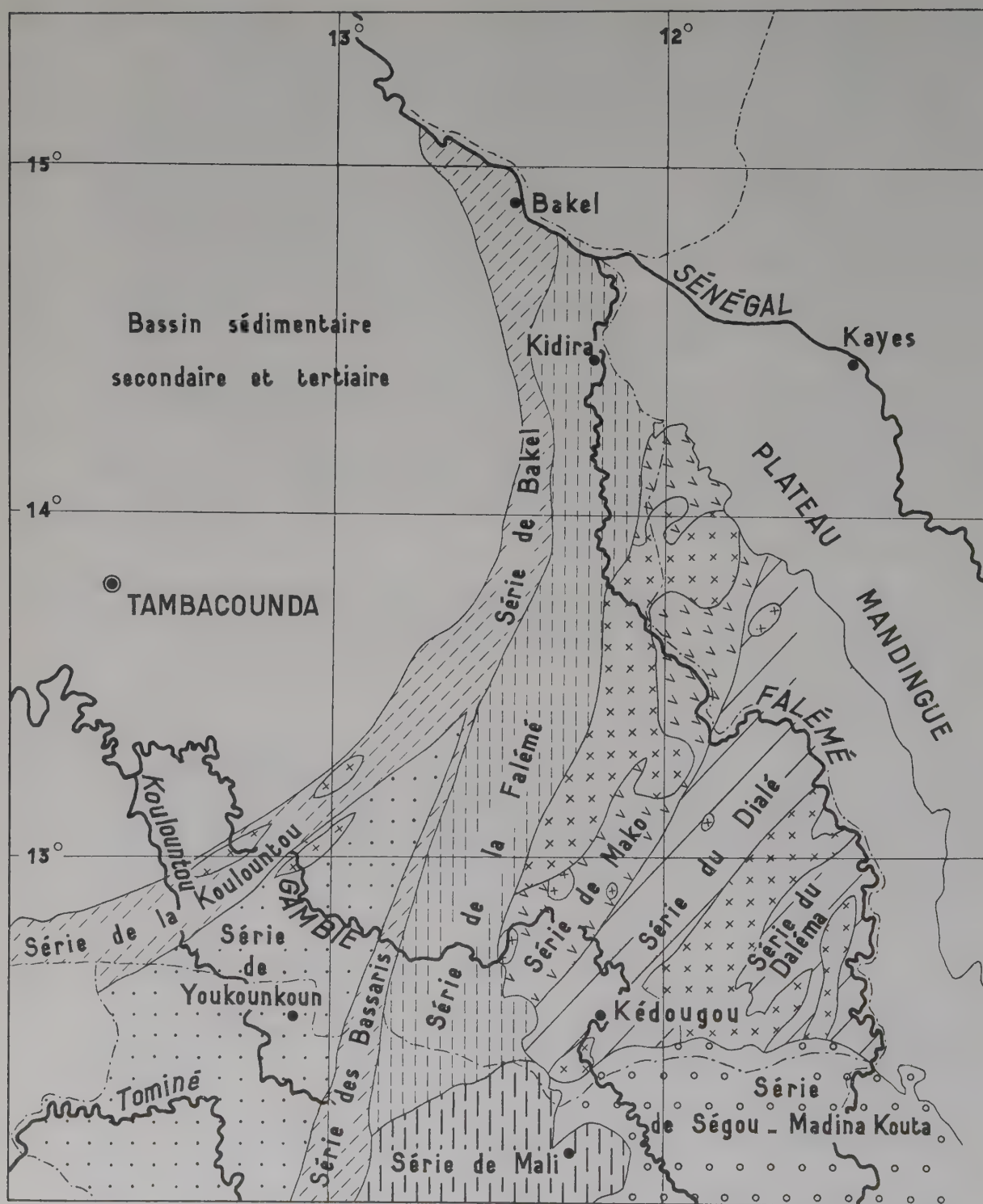
A — Introduction

La carte Dakar-Est au 1/1.000.000 indique autour de Mako une zone de roches vertes prolongée vers le NE par trois petites lentilles d'amphibolites; nos levés ont permis de montrer que ces anciennes roches basiques étaient beaucoup plus répandues : elles forment une bande quasi-continue depuis la région de Mako jusqu'à la falaise de la Tambaoura (en territoire malien) qu'elles atteignent au Nord de Sadiola. Cette zone paléo-volcanique présente dans son ensemble une morphologie particulière : les anciennes roches basiques, lorsqu'elles forment des masses suffisamment importantes, correspondent souvent à des collines ou à des crêtes allongées assez caractéristiques. Soulignons cependant que ceci n'est pas une règle absolue; il faut se garder en particulier d'une interprétation abusive du relief lors d'une étude photogéologique. Il n'en reste pas moins que l'observateur pénétrant dans la série de Mako est frappé par la présence de ce relief et par la couleur verdâtre ou rougeâtre de la plupart des affleurements.

La plupart des roches basiques de la série de Mako ont gardé, malgré le métamorphisme qui les a affectées, des reliques de leur ancienne structure, on a pu ainsi se rendre compte qu'il s'agissait d'anciennes roches volcaniques ou intrusives tels que : basaltes, andésites, gabbros, etc... Ces faciès volcaniques sont associés avec d'anciennes roches pyroclastiques ou franchement sédimentaires.

Lorsque l'ancienne structure volcanique d'une roche est suffisamment conservée et que l'on peut lui attribuer un nom, nous l'avons fait précéder du préfixe « méta » utilisé suivant le sens défini par J. JUNG et M. ROQUES (1952 p. 28), pour indiquer qu'il s'agit d'une roche ayant subi un léger métamorphisme. Il ne s'agit donc pas des préfixes : méta-épi-para, préconisés par A. LACROIX.

RÉPARTITION GÉOGRAPHIQUE DES SÉRIES



Les granitisations principales ont été figurées par des croix

B — Description générale, répartition des différentes faciès

Sur le terrain l'on s'aperçoit rapidement que la série de Mako n'est pas constituée uniquement par des roches éruptives basiques mais que celles-ci sont interstratifiées avec des roches d'origine sédimentaire ou pyroclastique qui, sur la bordure orientale de la série, deviennent largement dominantes.

A. ARNOULD, au cours d'une tournée qu'il fit en juin 1958, reconnu dans cet ensemble une association volcanosédimentaire telle qu'il avait pu en observer en Nouvelle Calédonie : il a pu décrire (1959) dans la région de Mako, Bafoundou, Maragoukoto, la mise en place d'une roche basique, ayant l'apparence d'une dolérite légèrement transformée, dans un complexe où l'on distingue des grauweekes verdâtres, des argilites et des tufs roses ou lie de vin. Au contact de la coulée, d'anciens jaspes (ayant partiellement recristallisé sous forme de quartzites à hématite) peuvent s'observer; sur le sentier de Magnankanti à Maragoukoto, à environ 2 kilomètres de ce dernier village, une brèche à éléments de métadolérite cimentés par un tuf rougeâtre comportant des passées d'argilites et de jaspes semble être également liée à la mise en place de la coulée.

Beaucoup plus au N E, en territoire malien, la montagne de Femmba-Kourou (L : 11°12, 1 : 13°25) montre également de façon très claire l'imbrication de faciès volcaniques et sédimentaires. Sur la partie nord de cette montagne, on peut observer au milieu de tufs, de grauweekes, d'argilites rouges (pouvant passer à des minerais de fer et de manganèse) de quartzite à hématite, quatre passées de metabasaltes et de métadolérites dont la puissance varie de 50 à 100 mètres. Vers le Sud ces quatre passées semblent se rejoindre pour former une masse plus importante. Bien que le détail de leur mise en place soit masqué par le métamorphisme, il semble qu'il s'agisse de coulées; de petits bancs d'amphibolites ne dépassant pas un ou deux mètres de puissance peuvent, par contre, être considérés comme des sills.

Les masses éruptives basiques peuvent être plus importantes : le massif d'Anabiko par exemple semble être formé par une roche basique, évoluant entre le méta-gabbro et la métadolérite, dont la puissance semble très grande; en supposant qu'il s'agisse d'une structure monoclinale et très redressée, on peut l'estimer entre 1000 et 1200 mètres.

Des puissances de cet ordre ou même supérieures peuvent être attribuées aux roches basiques des environs d'Ouassa ou aux grands panneaux d'amphibolites de Konkotou, Bodiara ou de la montagne de Seguedala Kourou. Entre Mako et Kanéméré, se trouve une puissante masse basique dans laquelle se sont effectuées, ainsi que l'a montré A. ARNOULD, des différenciations magmatiques aboutissant à des pyroxénites ou à des péridotites.

Enfin nous terminerons cette description générale en signalant que dans sa partie est, la série de Mako renferme de nombreuses roches à tendance andésitique légèrement métamorphisées. Ces roches sont fréquemment associées à des brèches ou agglomérats. La limite entre anciennes andésites et roches plus basiques n'est d'ailleurs pas nette : les imbrications sont nombreuses.

Cette variété dans les faciès des roches éruptives, leur puissance souvent assez réduite, l'alternance rapide entre roches effusives et sédimentaires ou pyroclastiques, pose un problème pour la cartographie au 1/200.000; il n'est pas possible de représenter chaque coulée ou chaque banc de tuf individuellement; nous avons dû faire des regroupements, de sorte que la carte ne figure pas des masses de metabasalte ou de métaandésite homogènes mais des zones où chacun de ces faciès sont prédominants. Pour représenter les zones où se rencontrent des roches pyroclastiques, nous avons ajouté un figuré spécial aux couleurs représentant les roches sédimentaires birrimiennes.

L'examen de la carte fait dans cet esprit, permet de constater qu'une coupe du SE vers le NW à travers la série de Mako traverse successivement :

— Une zone où des massifs allongés de metabasaltes ou de métagabbros sont interstratifiés dans un ensemble de roches pyroclastiques et sédimentaires.

— Une zone où les métaandésites prédominent, accompagnées fréquemment par des faciès bréchiques.

— Une zone où les anciennes roches éruptives basiques sont largement dominantes et où leur puissance semble plus importante.

Tout cet ensemble est suvertical ou fortement penté vers le NW.

Ce schéma est valable au Sud du parallèle 13° 30 au Nord, il semble que la série de Mako soit plus largement granitisée et que le métamorphisme y soit plus intense. De plus la série est plus « étalée » et les roches basiques moins abondantes.

Enfin notons qu'à son extrémité SW, dans la région de Sangola, Silakounda, la série comprend surtout des grauwackes quelquefois conglomératiques (sentier de Tiabedji à Ekess).

C — Etude pétrographique

1° Anciennes roches éruptives et amphibolites

a) Roches encore reconnaissables :

Sur le terrain nous avons pu faire un certain nombre de distinctions basées sur les critères suivants :

— Métagabbros et métadolérites de couleur vert-sombre, grain assez grossier, où l'on peut encore distinguer d'anciens feldspaths.

— Métabasaltes, roche de couleur vert-sombre à grain très fin.

— Métaandésites, roche à grain fin d'un vert moins foncé que les précédentes.

— Pyroxénites, roches lourdes très sombres où l'on peut encore distinguer le pyroxène.

L'étude au microscope a confirmé dans leur ensemble ces déterminations sommaires; nous donnons ci-dessous la description des termes les plus caractéristiques.

— Métagabbro

Ces roches semblent relativement fréquentes : on les rencontre soit sur la bordure orientale de la série où elles forment des masses étroites et allongées, soit dans la zone occidentale où elles constituent des massifs plus importants mais où la structure est moins bien conservée.

L'échantillon 720 (L. M. 24823) prélevé à 5 kilomètres au SE du village de Kanéméré montre, au microscope, une structure granoblastique à résidus.

Les plagioclases subsistent sous forme de « fantômes » saussuritisés; l'un d'eux, moins altéré, montre qu'il s'agit d'andésine à 50 % d'An. Le pyroxène (augite avec diallage) est en voie de transformation en hornblende verte (largement cristallisée) en chlorite et en actinote. De petits granules d'épidote sont présents dans toute la lame mince. On note la présence d'une amphibole verdâtre, fibreuse, dont l'angle d'extinction est inférieur à 20°, il ne peut s'agir d'actinote, la biréfringence étant trop faible. La pyrite est fréquente.

De petites plages de quartz et d'oligoclase acide très limpide semblent de néoformation.

La structure de l'ancien gabbro est encore assez nette malgré la recrystallisation.

— Métadolérite

L'échantillon 660 (L. M. 23599) prélevé à 1 kilomètre au Nord de l'ancien village d'Ouassa montre une structure grano-lépidoblastique surimposée à une ancienne structure doléritique, encore partiellement visible; on y distingue :

— Baguettes de plagioclases complètement saussuritisés.

— Pyroxène en voie de transformation en hornblende et chlorite.

— Pyrite.

— Quartz de néoformation.

Il s'agit d'une ancienne dolérite ou d'un ancien gabbro doléritique.

— *Métabasalte*

L'échantillon 1078 (L. M. 24.957) a été prélevé dans les collines qui dominant à l'Ouest le village de Bafoundou.

Macroscopiquement la roche a l'aspect d'un basalte à peine touché par le métamorphisme.

Au microscope, cette structure basaltique apparaît beaucoup moins bien : on observe dans un fond microcristallin d'épidote, de chlorite et d'actinote, d'anciens pyroxènes imparfaitement transformés en actinote et en chlorite. De petites plages de quartz semblent néoformées.

Le nom de métabasalte peut être conservé car la recristallisation ne semble pas avoir été assez forte pour modifier complètement la structure de la roche, celle-ci était donc à l'origine très fine.

Une analyse chimique (voir tableau 2) indique qu'il s'agit d'une sakalavite.

Sur le terrain, certains affleurement donnaient l'impression d'une texture en pillow-lavas, le basalte formant des « boules » séparées par un ciment plus clair. En réalité il semble qu'il s'agisse d'une altération hydrothermale; au microscope ce ciment apparaît être constitué par une pâte microcristalline de quartz et de séricite traversée par des filonets d'épidote et de zoizite.

L'échantillon 270 (L. M. 23.573) prélevé sur la piste Bambaraya-Mamakono semble être également un basalte ou plus exactement un basalte doléritique, car de grandes lattes de plagioclases saussuritisés baignent çà et là dans une pâte plus fine. Il semble qu'à l'origine cette roche contenait de l'olivine car on observe des masses d'antigorite qui pourrait dériver de ce minéral.

— *Métaandésites*

L'échantillon 968 (L. M. 24711) provenant du village de Bagnonba constitue un bel exemple de ce genre de roche.

La structure microlithique porphyrique est bien conservée : les microlithes de plagioclases sont mêlés à de petites plages d'actinote et de chlorite; les gros plagioclases sont très saussuritisés, nous avons pu néanmoins faire une mesure d'angle d'axe; il s'agit d'andésine à 45 %. De grosses masses rectangulaires d'épidote et de chlorite semblent représenter d'anciens pyroxènes complètement transformés. On remarque enfin des nodules remplis de calcédoine.

Il s'agit d'une métaandésite peu transformée.

La structure est souvent beaucoup moins bien conservée : l'échantillon 1304 pris dans le marigot Kahé Saho à quelques centaines de mètres au S.S.E de Fouldé, montre une ancienne structure microlithique porphyrique fortement oblitérée par la cristallisation de chlorite, actinote, épidote et quartz.

Notons enfin que R. GIRAUDON (1961) a signalé dans la région de Tinkoto des métaandésites avec nodules remplis de quartz et de zéolites.

— *Métarhyolites*

A l'Ouest du granite de Dioudiounkonko, sur le marigot Niokolo-Koba, Y. PERONNE (1960) a signalé des rhyolites étirées que nous avons pu retrouver plus au Sud, sur la Gambie, aux environs de Bandofari. R. GIRAUDON (1961) a également signalé ces roches dans la zone du granite de Tinkoto.

Ces métarhyolites ont un aspect et un gisement différents des rhyolites associées à la mise en place du granite intrusif de Badon-Sud. Elles ont en effet un aspect franchement étiré et se rencontrent en lames étroites ne dépassant pas une vingtaine de mètres de puissance, interstratifiées avec le reste de la série. Y PERONNE (1960, p. 28) donne une étude microscopique de ces roches : il constate qu'elles ont subi une recristallisation très nette, avec lits de chlorite, séricite et même biotite.

Il semble donc que ces roches s'apparentent au reste de la série de Mako dont elles

auraient subi la tectonique et le métamorphisme; elles seraient antérieures à la mise en place des granites intrusifs.

— *Ancien k ratophyre quartzique*

A 4 kilomètres au SW du village de Saboussire (route Kayes - Kenieba) une roche verdâtre claire est associée avec des schistes verts :

Au microscope (L. M. 24.245) cette roche se révèle formée par de l'albite, du quartz et de la calcite (soit en grandes masses, soit en petites taches éparpillées) un feutrage de séricite et de chlorite affecte toute la lame mince. On note des filonnets de quartz et d'albite.

Une analyse chimique (voir tableau 2) montre que cette roche a une composition de dacite spécialement sodique : on peut penser qu'il s'agit d'un ancien k ratophyre lié aux autres roches de la série de Mako.

— *Pyroxénites et ultrabasites*

Ces roches constituent une trainée plus ou moins continue, orientée suivant un axe E.NE partant du gué de Mako au SW et allant jusqu'au NW de Tinkoto. Sur le terrain elles se distinguent par leur teinte sombre, presque noirâtre, et par leur grande densité, des métadolérites et métagabbros qui les entourent et auxquelles elles semblent passer progressivement.

A. ARNOULD (1959) décrit le passage continu entre une métadolérite et une pyroxénite à olivine à l'Ouest du gué de Mako. Nous avons pu faire une observation analogue à 5 kilomètres à E.SE de ce même gué, ou une p ridopyrox nite   magnétite polaire passe sans contact net et semble-t-il avec de nombreuses récurrences à un métagabbro ou à une métadolérite.

Nous adoptons donc le point de vue de A. ARNOULD qui considère que les pyroxénites de cette région dérivent de roches telles que métagabbro ou métadolérite par différenciation magmatique.

Au point de vue pétrographique les termes les plus communs sont les pyroxénites et les p ridopyrox nites :

— Echantillon 1150 (L. M. 25014) 4 kilomètres Est de Mako.

Structure originelle encore bien conservée. Les pyroxènes le plus souvent automorphes, forment de 70   80 % de la roche, il s'agit d'augite ($2V = 54$) et de diallage; ils subissent sur leurs bordures un début de transformation avec apparition d'actinote, d'antigorite, de chlorite souvent en association épitaxique avec le pyroxène. De grandes zones rectangulaires mais ayant de petites apophyses au milieu de la masse des pyroxènes sont remplies par une association de chlorite et d'antigorite : du talc   cristallisé suivant un réseau maillé ; l'orientation des lamelles de ce minéral est parallèle au grand côté des rectangles. Il semble qu'il s'agisse d'anciens péridots ou pyroxènes complètement transformés. La magnétite est fréquente.

Il s'agit d'une pyroxénite ou d'une p rido-pyroxénite avec début de serpentinisation.

— Echantillon 1147 (L. M. 17865) 5 kilomètres E. SE de Mako.

Structure originelle bien conservée.

Les pyroxènes forment la plus grande partie de la roche; il s'agit d'augite ferri-f re, plus rarement d'enstatite ou de pigeonite. Ce minéral forme souvent de grandes plages po cilitiques.

Les péridots forment des cristaux plus petits subautomorphes souvent complètement englobés dans les pyroxènes. La serpentine est bien développée tant dans les pyroxènes que dans les péridots : l'antigorite forme en particulier, soit un réseau maillé, soit associée avec de la séricite et de la chlorite, un ciment s'insinuant entre les minéraux primaires.

La biotite, la magnétite, constituent des éléments accessoires de la roche. Il s'agit d'une p rido-pyroxénite en voie de serpentinisation.

Notons que la magnétite peut être polaire et être présente en assez grande quantité pour faire tourner l'aiguille de la boussole. A 7 kilomètres à l'Ouest de Kanéméré, l'enrichissement en magnétite est tel que les p ridopyrox nites fortement serpentinisées qui

constituent la roche hôte peuvent, par endroits, être considérées comme du minerai de fer.

A. ARNOULD (1959) a étudié cette minéralisation, il a pu y distinguer deux phases distinctes :

- Une première génération à magnétite et chalcoppyrite sans doute tardimagmatique,
- Une deuxième, à oligiste, qui semble postérieure à la mise en place de la pyroxénite.

Cet auteur estime que la première génération est primaire, la seconde serait liée à la serpentinitisation de la roche (phénomène qu'il lie au métamorphisme) au cours de laquelle des solutions aqueuses auraient concentré l'oligiste dans le centre du complexe.

La serpentinitisation semble s'accroître en allant vers le NE : à Kanéméré elle est déjà plus développée qu'à Mako, plus au NE dans la région de Tinkoto, à l'extrémité de l'axe des ultrabasites, Y. PERONNE (1960) et R. GIRAUDON (1961) ont observé de véritables serpentines où ne subsistent plus que quelques résidus d'olivine ou de pyroxène.

Pour conclure l'étude de ces roches, nous constaterons que les péridotites n'ont jamais été signalées : les termes les plus basiques sont des péridopyroxénites.

b) *Roches dont la structure n'est plus reconnaissable :*

Il est possible de les grouper en deux catégories : amphibolites et schistes verts.

— Les amphibolites ont une apparence massive et largement cristallisée; elles semblent être localisées près des grands massifs de granites syncinématiques; elles peuvent d'ailleurs constituer de grands panneaux complètement isolés au sein de ces massifs. Elles contiennent souvent des enclaves où l'on peut encore reconnaître l'ancienne structure de sorte que nous ne les avons pas cartographiées de façon particulière.

— Les schistes verts ont une texture schisteuse, étirée; ils semblent se situer dans des zones où la tectonique accompagnant le métamorphisme a été spécialement intense. Il s'agit d'un faciès assez répandu dont nous avons pu cartographier les zones les plus homogènes et les plus étendues; soulignons cependant que le faciès « schiste vert étiré » se rencontre un peu partout dans la série mais le plus souvent en « trainées » trop minces pour être cartographiées.

Nous donnons ci-dessous la description de quelques-unes de ces roches :

— *Les amphibolites.*

L'échantillon 235 récolté à Konkotou fait partie d'un grand panneau de 40 × 6 kilomètres, entièrement isolé au milieu du massif de granite de Kakadian.

Au microscope on peut observer une structure granonématoblastique formée par un enchevêtrement de baguettes de hornblende verte (50 % environ de la roche), quartz, épidote, zoizite, plagioclases de néoformation (oligoclase acide) et pyrite.

Certaines taches rectangulaires formées de minuscules paillettes d'oxydes de fer, de séricite et d'épidote semblent représenter d'anciens feldspaths. La hornblende est poecilithique et a tendance à englober les autres minéraux.

L'échantillon 895 prélevé à Bokountinhti, quelques centaines de mètres avant la limite présumée d'un granite syncinématique, montre la même structure granonématoblastique :

La hornblende verte y est très abondante (70 à 80 % de la roche), elle est légèrement poecilithique. Des baguettes de plagioclases très frais (Labrador 52 % An) forment, avec quelques plages de quartz et de minéraux opaques, le reste de la roche.

Cette amphibolite semble plus métamorphique que la précédente.

— *Les schistes verts.*

L'échantillon 1301 a été récolté à 4 kilomètres à l'E. SE de Sambanoura :

La structure semble granonématoblastique : la roche est constituée pour la majeure partie par un feutrage d'actinote et de trémolite. On distingue en outre du quartz, de l'albite oligoclase, et de grandes plages d'une amphibole verdâtre fibreuse dont l'angle d'extinction est supérieur à 20°. De petits grains d'épidote parsèment toute la lame mince.

Il semble que l'ancienne structure ait complètement disparu malgré le métamorphisme peu intense (absence de hornblende) dont la roche a été affectée. Ce fait, joint à l'aspect étiré de ce schiste vert, permet de penser qu'il a subi un dynamo-métamorphisme.

2° Les roches accompagnant les roches effusives ou intrusives de la série de Mako

Parmi celles-ci nous avons distingué d'une part, les roches purement pyroclastiques, d'autre part des roches qui, bien que souvent marquées par le volcanisme, appartenaient tout de même en partie à la sédimentation marine normale.

a) *Roches pyroclastiques*

Brèches volcaniques

Ces roches sont parmi les plus caractéristiques de la série de Mako. Elles sont particulièrement visibles le long de la route Kédougou-Mako à la hauteur du village de Bantata. Il s'agit de brèches renfermant des blocs, en général non roulés, dont la dimension peut varier entre 0,5 et 50 centimètres. La nature de ces blocs est assez homogène : pour leur grande majorité, il s'agit de roches effusives de la série de Mako (métabasalte, métaandésite).

Il peut tout de même y avoir des fragments d'autre provenance : nous avons pu observer en particulier de petites masses de microquartzite et quelques galets de microdiorite à amphibole. L'existence de fragments dont l'origine semble étrangère à la série de Mako, et en particulier de galets, doit-elle nous amener à conclure qu'il s'agit de brèches d'origine sédimentaire résultant de la destruction rapide des formations de la série de Mako ? L'étude au microscope du ciment reliant les blocs semble indiquer qu'il s'agit d'un tuf : on peut supposer que dans le cas d'une brèche de pente ce ciment aurait une apparence plus sédimentaire, en particulier on devrait observer un classement granulométrique plus poussé et une certaine quantité de grains arrondis. Bien que l'existence du métamorphisme ne permette pas d'être absolument affirmatif, on peut considérer les brèches de la série de Mako comme des brèches de projection, des agglomérats, directement liées aux phénomènes volcaniques. Ces brèches volcaniques ont pu tout de même être légèrement remaniées; au cours de ce remaniement, les galets ou les blocs arrondis que l'on observe se seraient introduits dans la formation. Il faut remarquer toutefois que l'existence de formes arrondies peut être d'origine purement volcanique : on connaît dans des brèches éruptives des fragments dont l'arrondissement est dû à des effets mécaniques s'effectuant lors de la remontée dans la cheminée volcanique.

Dans ces conditions la présence de microdiorite dans la brèche volcanique de la série de Mako prend une grande importance : elle prouve en effet que pendant la mise en place de ces brèches, cette microdiorite existait soit en profondeur, auquel cas les fragments rencontrés dans la brèche auraient été remontés par le magma volcanique, soit en affleurement, et il s'agirait de vrais galets représentant le milieu sédimentaire normal. Les deux hypothèses supposent l'antériorité de la microdiorite par rapport aux phénomènes volcaniques.

Nous remarquerons que ces brèches, si elles sont assez répandues dans toute la série de Mako, sont particulièrement fréquentes dans les zones où les métaandésites sont dominantes : ces dernières roches auraient donc eu un « indice d'explosivité » (RITTMAN 1958), plus élevé que celui des métabasaltes ou des métadolérites.

Notons enfin que R. GIRAUDON (1961) a signalé au Nord de Tinkoto des brèches d'intrusion où de grands fragments anguleux d'andésite sont cimentés par une roche plus acide mise en place postérieurement.

— *Tufs*

Ces roches semblent très répandues : sur le terrain elles se distinguent très difficilement des anciennes roches effusives; lorsque la recristallisation n'est pas trop prononcée, on peut les distinguer de ces dernières en raison de leur caractère hétérogène. A l'Est de Bantata par exemple, 500 mètres à l'Ouest de la route Kédougou-Mako, les tufs présentent

une alternance de lits fins et grossiers de 10 à 20 centimètres de puissance.

L'échantillon 1087 (L. M. 24962) prélevé à cet endroit possède une structure pyroclastique, oblitérée par l'apparition de minéraux de métamorphisme (actinote, épidote, chlorite) : des fragments plus ou moins esquilleux de métaandésites, de metabasites, de pyroxènes, d'anciens péridots (?) complètement serpentinisés sont cimentés par une pâte très fine.

Quelques fragments de hornblende verte semblent d'origine primaire (l'un d'eux présente des recristallisations de chlorite dans les zones de sous-tension qui ont été créées à ses extrémités).

— Cinérites

Certaines roches vert-clair, à grain très fin, semblent représenter d'anciennes cinérites recristallisées ; elles sont particulièrement répandues à 5 kilomètres à l'Est de Magnankanti, au Sud de Kanéméré, et au Nord de Guémou.

L'échantillon 718 (L. M. 24821) prélevé à l'Est de Magnankanti montre au microscope une structure très fine : on peut y distinguer assez difficilement de petits fragments de quartz esquilleux et de petits microlithes de plagioclases. Le métamorphisme est marqué par la présence de séricite, chlorite, actinote et un peu d'épidote.

L'origine de cette roche est assez délicate à déterminer. On peut la considérer, soit comme une cinérite, soit comme une roche effusive, telle que dacite ou rhyolite.

Cette dernière solution peut être écartée car ces dernières roches contiennent presque toujours de gros cristaux de quartz ou de feldspath ; ces phénocristaux font défaut, l'hypothèse ancienne cinérite est donc plus probable.

b) Roches sédimentaires

Mis à part certains schistes ou micaschistes qui semblent dériver de pélites ordinaires, la plupart des roches que nous allons décrire maintenant portent l'empreinte du volcanisme, soit parce qu'une partie de leur matériel est constitué par des produits pyroclastiques projetés dans une mer où avait lieu une sédimentation normale, soit parce qu'elles dérivent de roches volcaniques (effusives, pyroclastiques) plus ou moins remaniées par l'érosion. Pourtant, contrairement aux roches pyroclastiques que nous avons décrites au paragraphe précédent, leur formation nécessite un milieu sédimentaire marin.

— Grauwackes et schistes grauwackeux

Ces roches se rencontrent très fréquemment autour des anciennes coulées de basalte ou de dolérites ; sur le terrain nous les avons souvent désignées sous le nom de tufs ou de schistes tuffacés. En réalité il semble qu'il s'agisse de grauwackes au sens de J. JUNG (1958) et de schistes grauwackeux.

Au microscope on constate en effet que, contrairement aux tufs, des éléments détritiques, en particulier des grains de quartz, sont mêlés aux fragments pyroclastiques ; certains de ces éléments ont subi un remaniement très net : au lieu de fragments esquilleux, on observe des microgalets : l'échantillon 1305 prélevé à 5 kilomètres à l'E.N.E de Fouldé est caractéristique à cet égard.

Dans la région de Sangola, Tiabedji, Etiess, les grauwackes peuvent contenir des galets de roches basiques, de schistes noirs. Entre Sangola et Attak, à Baraboye, on observe même des bancs conglomératiques, d'aspect étiré, dont le ciment est lui-même constitué par une grauwacke. Les galets sont d'origines diverses : silexites, grauwackes, tufs, cipolins, microdiorites, dacites et, exceptionnellement granite.

Il semble donc que si une partie des grauwackes est associé directement à l'activité volcanique, une autre partie témoigne d'une reprise par l'érosion de ces mêmes formations volcaniques. La distinction entre ces deux groupes n'a pu être faite, signalons cependant que les grauwackes et les schistes grauwackeux qui se trouvent aux environs immédiats des coulées volcaniques, prennent souvent une couleur rougeâtre (lie de vin ou lilas rose) qui, d'après différents auteurs est caractéristique du Birrimien volcanique.

— Argilites rouges

Ces roches sont fréquentes autour des anciennes coulées : elles semblent en réalité être

formées pour leur plus grande partie par des hydroxydes de fer amorphes. Nous avons déjà signalé qu'elles pouvaient passer à de véritables minerais de fer.

Un diagramme de rayons X effectué par Madame MERGOIL indique la présence de kaolinite. On peut se demander (J. L. TANE 1961) si ces formations sont d'origine volcanique ou sédimentaire : leur grande richesse en fer est certainement liée au volcanisme, pour les argiles le problème reste entier; ces minéraux peuvent représenter les produits de la sédimentation normale ou, au contraire, dériver d'altérations hydrothermales liées au volcanisme. Quoiqu'il en soit la liaison argilites-roches volcaniques est caractéristique du volcano-sédimentaire de la série de Mako.

— *Les anciens jaspes*

Il s'agit de roches dures à cassure esquilleuse de couleur rougeâtre ou noirâtre. Entre Bafoundou et Maragoukoto, elles se placent directement entre la coulée et les tufs.

Sur le marigot Dialé à l'W-NW de Margou, une disposition analogue est observée : une petite lentille de metabasalte est bordée vers le NW par une passée de jaspes rouges.

Au microscope, ces jaspes paraissent avoir recristallisé très finement; le fer peut se trouver soit sous forme d'hydroxydes, soit sous forme d'oligiste. Sur le terrain la reconnaissance de ces jaspes est assez délicate; ils peuvent être confondus avec des cinérites très fines ou avec des cherts.

— *Gondites*

La série de Mako est riche en « microminéralisations » de manganèse : les dendrites ou les enduits des oxydes de cet élément sont fréquents; les filons de quartz (Femmba-Kourou, Keniéba) peuvent contenir de beaux cristaux d'haussmanite.

Nous avons d'autre part repéré de petites passées de gondites associées à des wads : — Une de ces passées a été observée sur le sentier d'Alinnguel à Madina Foulbé, environ 3 kilomètres à l'Ouest de ce dernier village; elle forme un niveau de 3-4 mètres de puissance visible sur 800 mètres environ, concordant avec les schistes verts encaissants.

La lame mince 24.697 (éch. 924) montre que la roche est formée par des grenats automorphes jaunâtres (spessartine) entourés par un ciment de quartz monocristallin (pour l'étendue de la lame mince). Des oxydes de fer et de manganèse remplacent le quartz dans une partie de la roche (voir photo 6 pl. II).

— Dix kilomètres à l'Est de Madina-Foulbé, un autre niveau manganésifère également associé avec des amphibolites schisteuses a été observé par le prospecteur S. OGNAR sur plus de 4 kilomètres. La zone séparant ces deux niveaux semblant correspondre à un anticlinal (BASSOT 1960, GRAVESTJEN 1962), il est possible qu'il s'agisse d'un même niveau. Au Nord de Kérékoto, une gondite associée à des wads a été observée au milieu d'un contexte de tufs, de grauwwacks, d'argilites rougeâtres et d'orthoamphibolites.

La présence de ces niveaux manganésifères (des gondites en particulier) confirme l'analogie du Birrimien volcanique du Sénégal Oriental avec celui de la Côte d'Ivoire et du Ghana. Dans ces territoires on a considéré longtemps « l'horizon manganésifère » comme un repère stratigraphique. Actuellement (M. ARNOULD 1961) il semble que sa valeur au point de vue stratigraphique soit mise en doute : tout au plus le considère-t-il comme repère local. Peut-être sera-t-il possible de l'utiliser comme tel dans le cadre d'une étude détaillée du Sénégal Oriental.

— *Epidotite*

Quatre kilomètres au S.SW de Guémou on peut observer une roche finement grenue, vert jaunâtre, formant une succession de bancs légèrement en relief, d'une dizaine de mètres de puissance bien visibles sur photos aériennes.

Au microscope la roche (éch. 957 L. M. 24707) se montre constituée d'épidote (60-80 % de la roche) et de quartz limpide mais à extinction légèrement roulante : il s'agit donc d'une *épidotite quartzreuse*.

Des roches analogues ont été signalées au Ghana : JUNNER (1940) estime qu'elles sont dues à des solutions hydrothermales liées à la mise en place de la lave.

— *Les schistes et micaschistes*

Ce sont en fait les seules formations où n'apparaissent pas les traces de l'activité volcanique, encore faut-il remarquer que les faciès les moins métamorphiques possèdent une couleur verdâtre, caractéristique de la série de Mako, qui peut être due à la proximité du volcanisme.

Les relations entre les schistes et les autres termes du complexe volcano-sédimentaire sont particulièrement visibles à 8 kilomètres au SE de Kanéméré : à cet endroit la carapace latéritique a été fortement disséquée et l'on peut y observer l'imbrication entre des schistes verdâtres à peine métamorphiques, des bancs tuffacés ou grauwakeux, des jaspes ou des cinérites, et des métadolérites.

Les tufs et grauwackes ont en général des limites très nettes; il semble que les roches volcaniques et pyroclastiques se déposaient épiscopodiquement dans un milieu marin, profond et tranquille, où leur mise en place et les courants de turbidité qui devaient les accompagner, ne causaient que des perturbations passagères.

La plupart du temps le métamorphisme est extrêmement faible : le faciès le plus répandu est le schiste sériciteux. Au Nord, en particulier autour des granites syn ou tardi cinématiques, apparaissent des micaschistes à biotite ou exceptionnellement des gneiss. L'échantillon 1309 (L. M. 25813) prélevé à quatre kilomètres au NE de Kéniéba sur le sentier de Boundou Dioé montre au microscope une structure granolépido blastique où l'on distingue :

- Quartz isogranulaire, parfois concentré en amandes allongées.
- Biotite très pléochroïque en lits plus ou moins continus.
- Oligoclase en plages poécilitiques de grandes dimensions.
- Sphène très rare.

Il s'agit d'un gneiss à biotite.

Dans la zone de Diombaloye les micaschistes passent à des gneiss qui, au microscope, semblent témoigner d'une certaine métasomatose potassique : plages de microcline poécilitique à tendance porphyroblastique. Nous reparlerons de ce phénomène lors de l'étude des granitisations.

3° Remarques sur le métamorphisme de la série de Mako

La description des différents faciès de la série nous a montré sa grande hétérogénéité; ceci pose un problème pour l'appréciation du métamorphisme qui l'a affecté : en effet, les minéraux de métamorphisme qui apparaissent sont tout à fait différents suivant que l'on considère des roches de la séquence alumineuse ou des roches de la séquence basique.

a) *Métamorphisme de la séquence alumineuse*

Les schistes, micaschistes, gneiss qui appartiennent à la séquence alumineuse, permettent de replacer le métamorphisme qui a affecté la série de Mako dans la zonéographie de J. JUNG et M. ROQUES (1952) : la plus grande partie de ces roches fait partie de la zone des micaschistes supérieurs. Certains schistes semblent même non métamorphiques (par exemple ceux situés entre Maragoukoto et Magnankanti).

Vers le Nord, dans les zones ayant été plus intensément granitisées, apparaissent des faciès appartenant à la zone des micaschistes inférieurs et même à celle des gneiss supérieurs.

b) *Métamorphisme de la séquence basique*

Cette séquence est peu alumineuse et au contraire riche en calcium, magnésium et fer. Les minéraux de métamorphisme les plus fréquemment rencontrés sont :

L'actinote, la hornblende verte, l'épidote, la zoïzite, la chlorite, la séricite et plus rarement l'albite et les plagioclases plus basiques.

Tous ces minéraux sont caractéristiques des faciès « schiste vert » et « amphibolite » de P. ESKOLA; F. J. TURNER (1948) a repris les définitions de cet auteur et en donne un tableau synthétique sur lequel nous avons fait figurer la zonéographie de J. JUNG et M. ROQUES.

Associations minérales dans les roches basiques et leur équivalent métamorphique	Faciès minéral	Zone des Highlands écossais	Zonéographie (JUNG et ROQUES)
Plagioclases, pyroxène (olivine)	Faciès gabbros		
Plagioclases, (grenat, épidote, zoïzite) Hornblende	Faciès amphibolite	Sillimanite Disthène Staurotide	Gneiss supérieur
Albite, hornblende épidote (chlorite)	Faciès amphibolite à épidote	Almandin	Micaschistes inférieurs
Albite - Actinote - Chlorite	Faciès schiste vert	Biotite	
Albite - Epidote - Chlorite		Chlorite	Micaschistes supérieurs

Le tableau I hors texte donne le résultat schématique de l'étude d'une quarantaine de lames minces taillées dans des roches basiques (effusives et pyroclastiques) de la série de Mako. Nous constatons que nous pouvons y retrouver à peu près tous les faciès schiste et amphibolite définis dans le tableau de TURNER, avec une réserve cependant : l'albite et la calcite semblent manquer dans des paragenèses où elles devraient normalement se trouver; peut être ces minéraux sont-ils présents mais mal exprimés. En fait l'albite, d'après nos observations, semble apparaître nettement, seulement lorsque la hornblende est présente. Cette réserve étant faite, nous reconnaissons parmi les roches figurant dans le tableau :

— Le sous-faciès à chlorite et épidote des schistes verts représenté par les échantillons 845, 854 et 1091.

— Le sous-faciès à actinote, chlorite, et épidote des schistes verts : c'est le plus répandu. Rappelons que pour F. TURNER ce faciès correspond à la présence de biotite dans la séquence alumineuse.

— Le faciès hornblende, épidote (amphibole à épidote) est également bien représenté : il correspond à l'apparition de l'almandin dans la séquence alumineuse.

— Le faciès amphibolite (hornblende et plagioclase) est représenté par deux échantillons : le n° 895 où le plagioclase est du labrador, le n° 755 où il s'agit d'oligoclase.

Ces paragenèses correspondent-elles vraiment à des intensités différentes de métamorphisme ? Il est difficile de répondre à cette question dans le cadre d'un travail non spécialisé, nous donnerons rapidement nos observations à ce sujet.

Il semble que les faciès à hornblende verte soient *généralement* très proches des granites syncinématiques. Cette localisation peut s'interpréter comme un indice de métamorphisme soit de contact, soit régional; en effet, il semble que ces granites se soient mis en place dans des structures anticlinales : les roches se trouvant près du granite seraient donc, en principe, les plus profondes. En fait, comme le fait remarquer D. SOULE de LA FONT (1955), il semble que les deux processus aient pu jouer.

Il existe pourtant des cas où la présence de hornblende ne semble pas indiquer un métamorphisme plus intense que celui des paragenèses à actinote : lorsque la hornblende verte est présente dans une roche où la structure est encore bien visible et que les pyroxènes ne sont que partiellement remplacés, on peut considérer que la hornblende est un

minéral, non de métamorphisme, mais d'autométamorphisme. Ce phénomène se serait exercé durant la mise en place du magma pendant la phase tardive de cristallisation. On ne peut admettre en effet que la hornblende représente un métamorphisme postérieur à la mise en place de la roche basique car ce minéral exige un degré de métamorphisme élevé incompatible avec la conservation de l'ancienne structure de la roche. Ceci est confirmé par l'existence dans certains tufs de fragments pyroclastiques de hornblende. Dans ce cas ce minéral était donc formé avant le métamorphisme affectant la série de Mako. Il faut donc être très prudent et tenir compte des observations de terrain pour interpréter la présence de la hornblende; en fait, seule l'association hornblende-plagioclase peut être considérée comme vraiment significative.

Dans le même ordre d'idée, il paraît arbitraire de séparer les sous-faciès chlorite-épidote et actinote, chlorite-épidote, alors que sur le terrain la distinction est impossible à faire.

c) Comparaison entre le métamorphisme des roches basiques et alumineuses

Le tableau de la page 44 nous donne les équivalences entre des faciès métamorphiques des séquences basique et alumineuse.

Il ne semble pas que ces équivalences soient vraiment vérifiées dans la série de Mako; en effet si les faciès hornblende-plagioclase semblent bien associés à des gneiss supérieurs ou à des micaschistes à deux micas, par contre le faciès le plus répandu actinote-épidote-chlorite n'est généralement pas associé à des micaschistes à biotite comme le voudrait ce tableau. En fait le plus souvent ce faciès à actinote correspond dans la séquence alumineuse à des schistes sériciteux à peine métamorphiques.

Si le tableau de TURNER est pris au pied de la lettre, il faudrait admettre que les roches basiques ont subi un métamorphisme plus intense que les roches alumineuses; on peut songer par exemple à un autométamorphisme datant de la mise en place de ces roches volcaniques basiques; nous avons déjà fait appel à ce phénomène pour expliquer la présence de hornblende verte dans certaines roches peu transformées.

L'utilisation des faciès basiques pour l'étude du métamorphisme pose donc des problèmes délicats : son usage pour un travail qui, comme le nôtre, a un caractère uniquement régional, semble donc dangereux. Il nous semble préférable d'utiliser la zonéographie de J. JUNG et M. ROQUES (1952) qui est d'une précision largement suffisante.

Nous concluerons donc en disant que la série de Mako a été affectée, pour sa plus grande partie, par un métamorphisme de la zone des micaschistes supérieurs et très localement à proximité des granites syncinématiques par un métamorphisme de la zone des micaschistes inférieurs, parfois même des gneiss supérieurs.

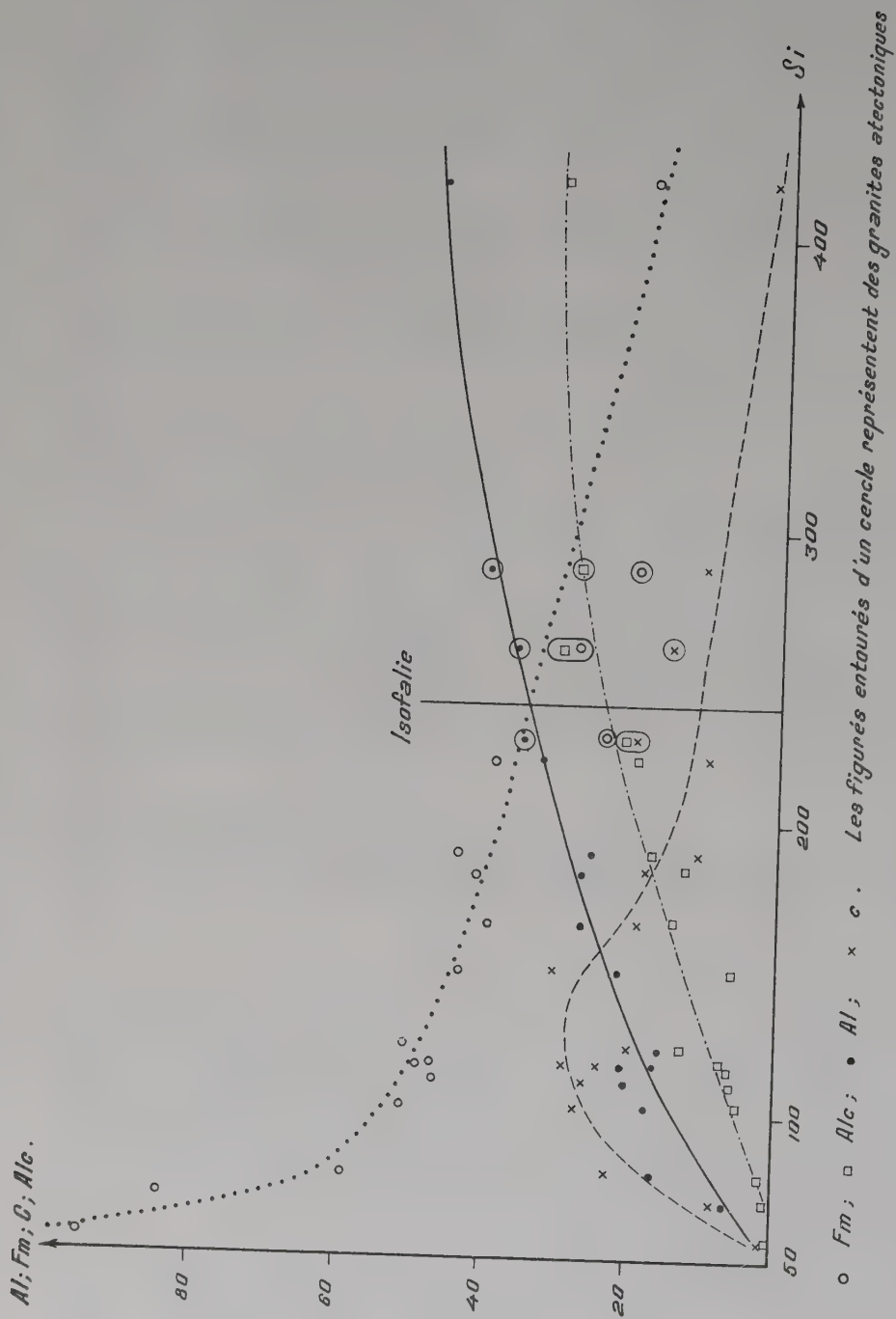
D — Etude chimique du volcanisme birrimien

Le laboratoire de chimie de la direction du B. R. G. M. à Dakar a pu analyser 9 de mes échantillons de la série de Mako, auxquels viennent s'ajouter 5 analyses effectuées pour le compte de R. GIRAUDON sur des roches de la même série, provenant de la région de Tinkoto. Les résultats de ces 14 analyses sont groupés dans le tableau II hors texte où figurent également les paramètres de LACROIX et de NIGGLI qui leur correspondent.

— L'examen des résultats permet de constater que les roches analysées sont extrêmement variées puisqu'elles vont d'une serpentine à une rhyolite alcaline.

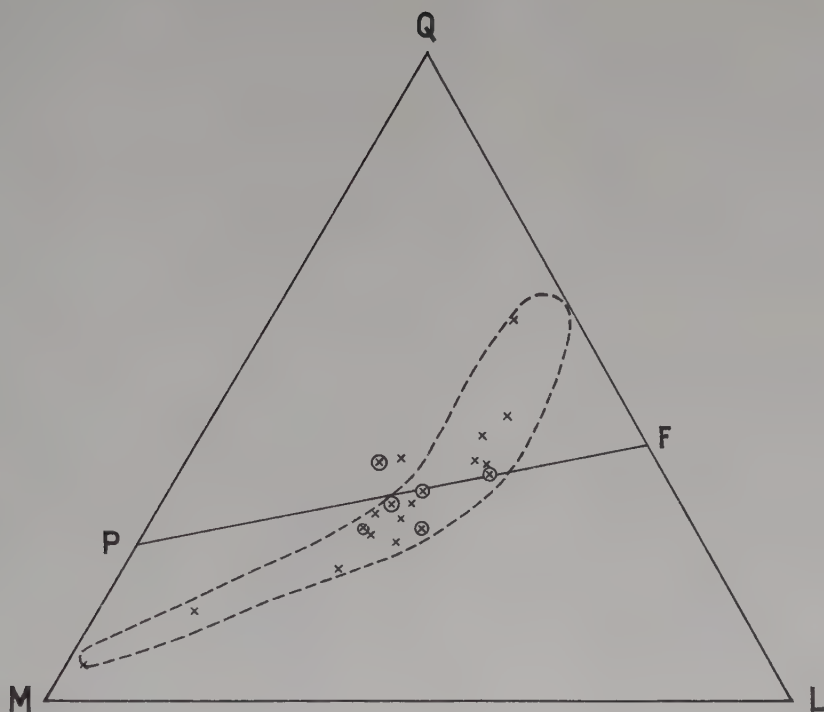
Diagramme de Niggli

Le diagramme de « différenciation magmatique » de NIGGLI a été construit (voir fig. 5) nous avons ajouté aux 14 analyses précitées, celles de trois granites intrusifs dans la série de Mako. Les courbes obtenues semblent homogènes et le diagramme paraît tout à fait classique. On remarque cependant que la courbe C a une allure en « cloche » pour les basses teneurs en silice. Le sommet de la « cloche » se trouve aux environs de $Si = 140$



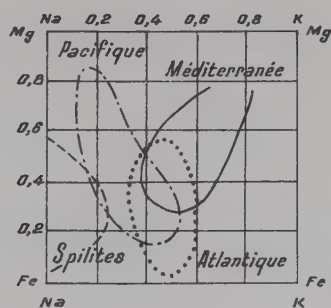
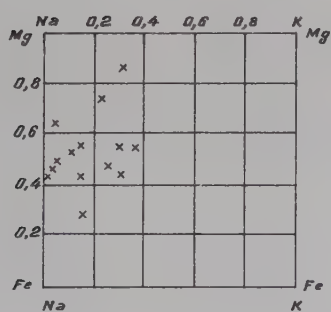
VARIATION DES PARAMÈTRES DE NIGGLI
(Série de Makó)

FIG. 5



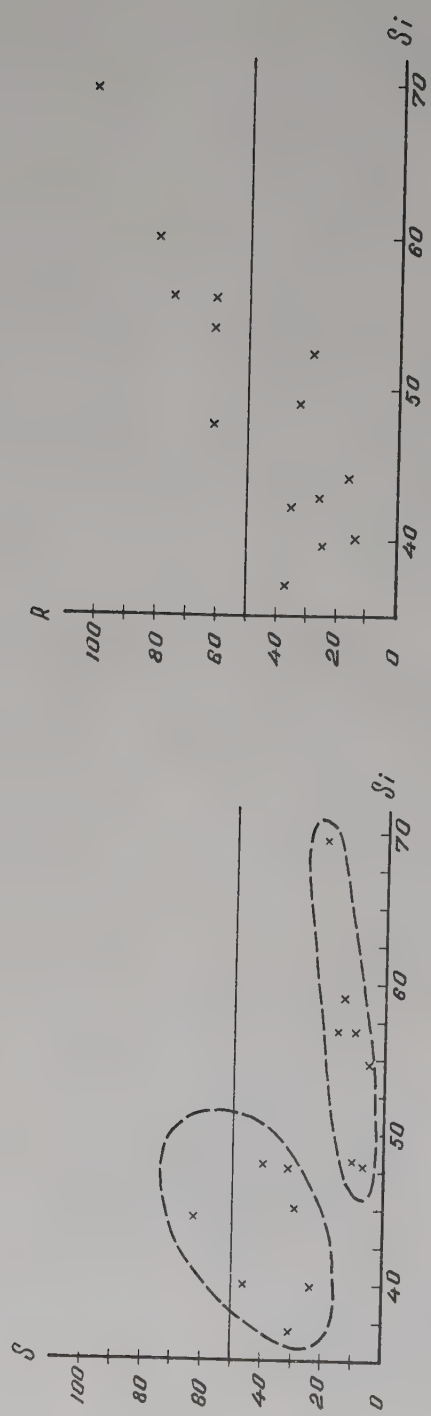
La zone limitée par un tireté indique le groupement des points représentant les ophiolites des Dinarides (C. Burri et P. Niggli)

Les points entourés d'un cercle représentent des roches vertes du Bondoukou (C. d'Ivoire)



SERIE DE MAKO

FIG. 6



DIAGRAMMES JUNG ET BROUSSE
(Série de Mako)

FIG. 7

et correspond au point où la courbe fm quitte son allure de courbe exponentielle pour se rapprocher d'une droite à pente faible.

Cette zone particulière correspond au domaine où les roches basiques passent aux ultrabasiques. Dans ces dernières la teneur en chaux diminue au profit du fer et surtout du magnésium. La teneur en chaux peut être presque nulle pour la serpentine de Tinkoto.

Le point d'isofalie est atteint pour $Si = 242$, $al = fm = 35$; $Ca = 14$, $alc = 22$. Les courbes al et fm étant spécialement régulières on peut considérer le point d'isofalie comme correctement établi. La comparaison avec les diagrammes obtenus pour des séries volcaniques par C. BURRI et P. NIGGLI (1948), R. MICHEL (1953), J. M. PETERLONGO (1958), P. BUSSIÈRE (1958) permet de constater que le point d'isofalie de la série de Mako semble correspondre à une valeur anormalement élevée de Si; effectivement la roche dont les paramètres correspondent à ceux de ce point ne semble pas être la roche « principale » de la série comme en principe, cela doit être le cas; elle est en effet beaucoup trop acide.

Il semble que cette position anormale du point d'isofalie soit due au fait que la série de Mako est hyperferromagnésienne et hypocalcique.

Diagramme Q. L. M. (figure 6)

Les paramètres Q. L. M. ont été calculés à partir des paramètres de NIGGLI, suivant un calcul dont le détail est donné dans la troisième partie de ce mémoire au chapitre consacré au volcanisme de la base du Cambrien.

Ces paramètres nous permettent d'établir un diagramme triangulaire, sur lequel sont également figurés les points représentatifs de 6 roches vertes birrimiennes de la région de Bondoukou (Côte d'Ivoire) dont les analyses ont été citées par D. SOULE de LAFONT (1955).

Les points sont groupés suivant une courbe qui, dans la moitié gauche du triangle, a une bande parallèle avec la droite M. F. Nous avons reporté sur le diagramme la zone qui contient les points représentatifs des ophiolites des Dinarides (C. BURRI et P. NIGGLI 1948); nous pouvons constater que la plupart de nos points sont situés à l'intérieur de cette zone. *Il est donc très probable que les roches volcaniques de la série de Mako appartiennent également à la famille des ophiolites.*

Diagramme K. Mg.

Ce diagramme (fig. 6) est établi en utilisant les paramètres K et mg de NIGGLI, il permet de constater le caractère généralement hypocalcique de la série de Mako.

Sur ce diagramme les zones représentatives des séries pacifique, atlantique et méditerranéenne, ainsi que celles correspondant à la série à tendance spilitique de la Brévenne (J. M. PETERLONGO) ont été reportées.

Il semble que la série de Mako ait des points communs à la fois avec la série pacifique et avec celle de la Brévenne.

Diagramme R et S

Nous avons calculé les paramètres R et S (J. JUNG et BROUSSE 1958). Le détail du calcul est exposé dans la troisième partie de ce mémoire, dans le chapitre consacré au volcanisme de la base du Cambrien.

Bien que le nombre des analyses dont nous disposions soit nettement insuffisant, les diagrammes établis à l'aide de ces paramètres (fig. 7) permettent cependant de tirer quelques conclusions :

— Le diagramme R en fonction de Si semble indiquer qu'il existe un rapport simple entre les alcalins et la chaux; les points représentatifs de la série de Mako semblent, de plus, correspondre avec les groupements obtenus par J. JUNG et R. BROUSSE pour l'association volcanique des Monts Cascade.

— Le diagramme S en fonction de Si semble par contre mettre en évidence deux sous-groupes dans la série de Mako; l'un d'eux serait franchement hypocalcique. Dans l'état actuel de nos études, mis à part cette particularité, les deux sous-groupes ne se distinguent entre eux, ni par la position géographique, ni par la pétrographie, ni par un degré de métamorphisme différent. Comment interpréter leur existence ? Nous venons de voir que

la série de Mako pouvait être assimilée à une série de type ophiolite. Ce type de série contient souvent des faciès spilites dont la caractéristique principale est d'être très sodique et peu potassique. Nous pouvons donc supposer que le sous-groupe dont le paramètre S est particulièrement faible, représente d'anciennes spilites associées aux ophiolites ordinaires. Le métamorphisme n'a pas permis de distinguer leurs caractères sur le terrain et au microscope, il apparaît toutefois à l'analyse chimique.

Cette étude du « chimisme » de la série de Mako nous montre donc, ce que l'étude pétrographique nous avait d'ailleurs suggéré, que cette série est de *type ophiolitique* mais avec des affinités pour le type pacifique. L'association spilites-volcanisme pacifique est d'ailleurs classique (F. TURNER, J. VERHOOGEN, 1960).

Rappelons que le volcanisme ophiolithique est caractéristique de la phase initiale de la formation d'un géosynclinal. D'après J. AUBOIN (1959) les principaux épanchements auraient lieu durant la période de vacuité.

Le volcanisme « pacifique » peut être plus tardif et s'étager sur un intervalle de temps beaucoup plus long.

E — Tectonique de la série de Mako

Ne possédant ni bancs de repères ni le temps de procéder à une analyse structurale détaillée, nous ne pouvons donner qu'une idée très sommaire de la tectonique de la série de Mako.

Cette série possède des pendages très forts subverticaux ou fortement pentés vers le NW. Il semble qu'elle soit isoclinale. En effet, une structure monoclinale impliquerait une épaisseur incompatible avec le faible degré de métamorphisme de la série.

Une observation faite par R. GIRAUDON (1961) semble appuyer l'hypothèse d'une structure isoclinale : cet auteur a effectué un levé détaillé au 1/25.000 du granite de Tinkoto et de son contexte birrimien. Celui-ci est formé par des formations volcaniques et sédimentaires légèrement métamorphisées où l'auteur a pu déceler deux structures à terminaison périclinale dont la largeur semble de l'ordre 1 à 2 kilomètres. Il semble que les formations volcaniques soient en position anticlinale, tandis que celles d'origine sédimentaire seraient en position synclinale.

En plus de cette tectonique souple la série de Mako a subi une tectonique cassante : un certain nombre de cassures ont pu être repérées, tant sur le terrain que sur photos aériennes.

Les mesures géophysiques ont « retrouvé » une partie de ces cassures et en indiquent de nouvelles; l'une d'entre elles est particulièrement remarquable : elle recoupe suivant un angle de 60° la direction birrimienne et se développe sur près de 70 kilomètres puisqu'elle affecte aussi la série du Dialé.

Cette cassure n'a pas été repérée sur le terrain; on remarque cependant que (sur sa partie orientale) elle est marquée par un alignement de pointements de dolérites et par deux petits massifs de granite équants sans doute atectoniques.

F — Essai de chronologie à l'intérieur de la série de Mako

1° Introduction

L'étude pétrographique de la série de Mako fait ressortir sa complexité. L'absence de bancs repères, les pendages toujours redressés (subverticaux ou fortement pentés vers le NW) n'ont pas permis d'étudier de façon précise la structure de la série que l'on peut toutefois supposer isoclinale.

Bref, il ne nous a pas été possible d'établir une stratigraphie de la série de Mako; on peut se douter cependant que sa formation a sans doute été assez longue et complexe : l'existence de grauwackes et de conglomérats contenant des roches vertes prouvent que les termes mis en place les premiers ont pu être repris par la suite. Il y a donc une évolution dans la formation de la série de Mako, évolution dont nous allons tenter d'esquisser la chronologie.

2° Chronologies de J. Sagatzky et B. Tagini

J. SAGATZKY (1948) propose la succession suivante, du plus récent au plus ancien :

- Basalte à grain fin du type Maragoukoto.
- Granite de Bandafassi et microdiorites quartzifères, microgranites rhyolites granites de Hamadéhiri, de Magnankanti.
- Hornblendite de Hamadéhiri.
- Granite de Landienni.
- Andésites.
- Basalte à phénocristaux d'augite.
- Cipolins.

Cette chronologie, d'après la lecture du rapport dans lequel elle est proposée, est basée sur des considérations géomorphologiques et sur l'aspect macroscopique des roches, et non sur l'observation de contacts. C'est ainsi que (pages 12 et 13) l'auteur, bien qu'il ait vu les basaltes de type Maragoukoto traversés par une diorite de type Dixcove, les classe tout de même postérieurs aux granites de ce type. La succession proposée par J. SAGATZKY n'est donc pas établie de façon irréfutable.

B. TAGINI (1960) propose la succession suivante, du plus récent au plus ancien :

- 9 Dolérites primaires;
- 8 Conglomérats tarkwaiens de Sangola
- 7 Roches acides, granites rhyolites, microgranite;
- 6 Pyroxénites oliviniques serpentinisées;
- 5 Métagabbros divers;
- 4 Métadolérites;
- 3 Métaandésites, brèches andésitiques;
- 2 Métagabbros métamorphisés;
- 1 Métabasalts à phénocristaux d'augite et divers;
- 0 Schistes synchrones de 1 à 6.

A côté de cette succession toute théorique et inspirée par celle de SAGATZKY, B. TAGINI définit deux séries :

— La série de Tomborokoto, la plus ancienne qui comprend des gabbros, basaltes, andésites : elle forme la partie SE de la série volcanique et possède des caractères chimiques de type pacifique.

— La série de Mako, plus récente, comprenant des dolérites, gabbros et orthobasites peu métamorphiques, au relief accusé et se rapprochant d'une série de type ophiolitique.

Les arguments avancés par B. TAGINI, sont du même ordre que ceux de J. SAGATZKY : caractères morphologiques et aspect macroscopique de la roche. Certains de ces arguments sont franchement contraires à nos observations de terrain : c'est ainsi que le caractère dynamométamorphique de la série de Tomborokoto est peut être valable aux environs même de ce village, il ne l'est plus lorsque l'on considère l'ensemble de la série : les métaandésites et les brèches andésitiques observées sur la route de Mako à Kédougou à la hauteur du village de Bantata ne sont pas plus transformées que n'importe quel terme de la série de Mako (en sens TAGINI). D'une façon générale on peut même dire que cette dernière série est franchement plus métamorphique que celle de Tomborokoto car, située dans une zone où les granites sont fréquents, elle contient de nombreux faciès à hornblende verte.

Il semble donc que les arguments que B. TAGINI a avancés pour établir la chronologie entre ses deux séries ne soient pas suffisants.

3° Faits pouvant servir de base à une chronologie de la série de Mako

Rappelons, tout d'abord, deux faits essentiels :

— L'étude pétrographique a montré qu'on ne pouvait distinguer ni d'ensembles cohérents différenciables par l'intensité du métamorphisme, ni rétro-morphose. Il semble donc que la série n'a subi qu'une seule phase de métamorphisme dont naturellement l'intensité pouvait varier dans de faibles limites.

— La série de Mako a été traversée par des venues granitiques birrimiennes. L'examen de la carte montre que la plupart des éléments de la série de Mako peuvent, à un endroit ou un autre, avoir été traversés par un granite que l'on peut rattacher à ces venues.

Ces deux faits montrent que la série de Mako n'a subi qu'une seule orogénie importante au cours de laquelle elle a été successivement métamorphisée, plissée et granitisée. Pourtant, dans le cadre de cette orogénie principale, il semble que d'autres phénomènes plus locaux et d'extension réduite aient eu lieu, ainsi qu'en témoignent les observations suivantes :

a) Galets ou fragments de roches granitiques dans les brèches volcaniques

J. SAGATZKY (1948) a signalé à Bantata et sur la route Kédougou-Mako, des fragments de microdiorite rose dans les brèches andésitiques. Nous avons retrouvé ces fragments qui, localement, peuvent prendre des allures de galets : au microscope on s'aperçoit qu'il s'agit d'une microdiorite quartzique à amphibole. Les plagioclases sont fortement sérécitisés.

Les andésites à faciès bréchiques au Nord de Foulbé contiennent également des roches granitiques.

Enfin, F. WITSCHARD (1961) signale à 2 kilomètres à l'Est de Soukounkou une brèche basique contenant des éléments anguleux de diorite quartzique, avec « grands quartz présentant des golfes de corrosion » (ce qui laisse penser qu'il s'agit d'une roche formée à haute température).

Nous remarquerons que les trois observations ont été faites dans des zones où les métaandésites (et leur faciès bréchiques) sont dominantes.

Que peut-on conclure de la présence de ces galets granitiques ? On peut tout d'abord penser que les brèches qui les contiennent sont nettement postérieures à la série de Mako et aux granitisations qui l'ont traversées : il s'agirait d'une formation post-birrimienne (F. WITSCHARD 1961).

Cette solution est peu probable : les brèches ont subi un métamorphisme faible mais analogue à celui qui a affecté la plus grande partie de la série; de plus on connaît de nombreux exemples de métaandésites (bréchiques ou non) traversées par des granites birrimiens (Tinkoto, Nord de Kossanto, Guémou, etc...).

Bien que nous ne puissions apporter de preuves formelles, il nous semble moins hasardeux de considérer ces fragments granitoïdes comme des témoins de venues acides antérieures à la granitisation birrimienne; deux hypothèses sont à envisager : il peut s'agir en effet, soit de granites antébirrimiens provenant de ce qui représentait le socle au moment du dépôt de la série de Mako, soit de venues acides liées à la mise en place des venues plus basiques de la série de Mako. Rappelons que l'existence de rhyolites contemporaines de roches plus basiques a été signalée lors de l'étude pétrographique.

Il est certes difficile de choisir entre ces deux hypothèses. Pour H. et G. TERMIER (1956) le volcanisme andésitique apparaît dans les géosynclinaux au moment de la formation des premières cordillères. Celles-ci peuvent avoir un tréfond de Sial représentant l'ancien socle. Ce schéma est favorable à notre première hypothèse. Quoiqu'il en soit, il semble que le volcanisme andésitique représente une phase relativement tardive.

b) *Conglomérats d'Atak et de Baraboye et grauweekes à galets de roches basiques*

Nous avons signalé, lors de l'étude pétrographique, que ces conglomérats contiennent des galets de silicites, de tufs, de grauweekes analogues à ceux trouvés près des coulées de roches basiques de la série de Mako, de cipolins, de microdiorite ou de dacite; à Baraboye nous avons observé, ce qui est très rare, des galets vraiment granitiques.

Les grauweekes de la zone comprise entre Sangola, Atak, Tiabedji et Etiess, contiennent des galets de schistes, de grauweekes et de roches basiques.

J. SAGATZKY a estimé que la présence de roches basiques et des granites et microgranites lui permettait de faire de ces formations une série spéciale, qu'il qualifie d'arénacée et qu'il rattache au Tarkwaïen du Ghana (1); pour lui, en effet, les galets de granite contenus dans le conglomérats d'Atak sont du type « Dixcove » (intrusif birrimien).

Que penser de cette hypothèse ? Nous rappellerons tout d'abord que les galets de granite sont extrêmement rares : la plupart du temps il s'agit de microdiorites et dacites, roches pouvant très bien être assimilées aux venues acides contemporaines des roches basiques de la série de Mako. Il semble ensuite que l'assimilation des galets de granite avec les venues intrusives post-birrimiennes, ne soit pas réellement démontrée : J. SAGATZKY (1948) ne semble pas avoir eu de lames minces à sa disposition or, un galet de granite, qui sur le terrain paraissait absolument semblable au granite post-tectonique le plus proche (celui de Magnankanti), s'est révélé au microscope très différent : le premier est franchement potassique et marqué par l'abondance de micropegmatite, le second est une granodiorite à plagioclases automorphes.

Nous considérerons donc, qu'actuellement, la présence de granite post-birrimien n'est pas démontrée dans les conglomérats d'Atak et de Baraboye; il n'y a donc pas plus de raisons pour que nous rattachions ces formations à une série post-birrimienne, que nous ne l'avons fait pour les brèches volcaniques dont nous avons parlé au paragraphe précédent.

Cependant, la présence dans ces conglomérats de tufs et de grauweekes, celle de metabasites et de métadolérites dans les grauweekes qui se trouvent à proximité, indiquent qu'au moment de leur dépôt, les roches basiques et pyroclastiques du reste de la série de Mako subissaient une érosion rapide. Après un faible transport (grains esquilleux, mal classés) les produits de cette érosion se déposaient à proximité des reliefs dont ils provenaient. Cette formation (conglomérat et grauweekes) aurait donc beaucoup d'analogies avec un flysch et non avec une molasse puisqu'il semble qu'elle a subi l'orogénie (plissement et métamorphisme) du reste de la série de Mako. On peut supposer qu'elle représente une phase tardive (apparition de cordillères) du géosynclinal.

Notre interprétation est donc légèrement différente à la fois de celle de B. TAGINI (1960) et A. ARNOULD (1960) qui voyaient dans toutes les grauweekes des formations associées directement au complexe volcano-sédimentaire, et de celle de J. SAGATZKY (1948) qui faisait de l'ensemble conglomérat-grauweekes une série particulière datant du Tarkwaïen.

Soulignons cependant que le problème reste ouvert : les observations qu'elles soient pour ou contre l'existence de ce Tarkwaïen, n'étant pas assez nombreuses pour être vraiment valables.

c) *Roches basiques tardives*

Signalons tout d'abord qu'un certain nombre de filons ou de petits amas de dolérites ou de gabbro-doléritiques ont traversé le Birrimien. Ces roches peuvent être rattachées aux dolérites qui se sont mises en place dans les terrains primaires : elles en ont la plupart des caractéristiques, elles recoupent de façon très franche n'importe quelle formation birrimienne granitique ou non, enfin, sur la bordure sud de la zone birrimienne, on peut constater que certains filons doléritiques affectent à la fois des terrains primaires et birri-

(1) Le Tarkwaïen est considéré comme une série postérieure à l'orogénie birrimienne et aux granitisations qui l'ont affecté. M. ARNOULD (1961) estime qu'il s'agit de molasse provenant de la destruction de la chaîne birrimienne.

miens. Elles ont pourtant quelques caractères particuliers : fréquence des gabbros doléritiques, autométamorphisme assez fort, structure porphyrique (gros cristaux de labrador); ces caractères sont dus, sans doute, aux conditions de mise en place assez profondes.

Les roches basiques dont nous allons rapidement parler, semblent différentes; elles ont été observées en plusieurs endroits :

— A quelques kilomètres au Sud Ouest de Kanéméré sur le marigot partant dans la même direction, nous avons observé des filons d'une roche sombre (métabasalte) recoupant des brèches volcaniques plus claires.

— F. WITSCHARD (1960) signale des filons basiques recoupant des formations schisteuses où sont interstratifiés des filons de microgranite et rhyolithe.

— Sur le sentier allant de Konkotou à Moussala, un « filon » d'amphibolite de 4 à 5 mètres de large traverse le granite orienté; au microscope cette amphibolite se révèle être composée de hornblende verte et d'oligoclase très frais.

— A 4 kilomètres à l'Ouest d'Ouassa, un filon d'une vingtaine de centimètres d'une roche sombre verdâtre recoupe une diorite orientée syncinématique : au microscope on voit que ce filon est formé d'une microdiorite à hornblende verte contenant quelques mouches de calcite. Le métamorphisme de cette roche est léger, il s'agit peut être d'auto-métamorphisme.

Ces deux dernières observations semblent indiquer que la phase basique tardive serait postérieure à la granitisation (1). Il convient de remarquer qu'il est possible d'envisager (dans ces cas particuliers tout au moins) une autre hypothèse : en effet, la bordure du granite (à ces endroits mis en place dans des roches basiques : métadolérites et métagabbros) est très proche; il est donc possible que les filons observés représentent des « filons basiques naissants » du même genre que ceux signalés en Corse par J. MAISONNEUVE (1960); il s'agirait donc, non d'une phase basique tardive, mais d'un phénomène lié à la granitisation (2).

Retenons cependant le fait qu'il peut exister dans la série de Mako des filons basiques postérieurs au reste de la série, mais soulignons avec F. WITSCHARD qu'ils restent « exceptionnels ».

Les faits que nous venons d'exposer nous permettent d'esquisser une chronologie de la série de Mako; il y aurait eu successivement :

— Emissions sous-marines de laves basiques (plus rarement ultrabasiques ou andésitiques et exceptionnellement acides) dans un secteur correspondant à la bordure nord ouest (actuelle) de la série de Mako : Volcanisme ophiolitique.

— Début de la formation de cordillères et de flysch avec émissions de laves à dominance andésitique accompagnées d'abondantes brèches volcaniques : volcanisme pacifique.

— Formation accélérée de flysch avec grauweekes et conglomérats.

— Orogénie principale, mise en place des granites.

— Filons basiques tardifs.

Soulignons le caractère hypothétique de cette chronologie : des études pétrographiques et structurales détaillées seront nécessaires pour connaître cette complexe série de Mako; nous n'avons pu les entreprendre dans le cadre de notre travail de levé au 1/200.000°.

(1) Notons que ce sont les granites orientés qui sont recoupés par ces filons basiques : les granites équants semblent avoir échappé à ces intrusions, auxquelles ils sont peut être postérieurs ou même contemporains.

(2) L'on peut concevoir ce phénomène à une plus grande échelle : il aurait l'apparence d'une nouvelle phase basique.

III — SERIE DU DIALE

A — Introduction

Cette série se trouve placée entre la série de Mako et la bordure occidentale du massif de granite orienté de Saraya. Vers le NE, la série du Dialé se poursuit en territoire malien où elle se raccorde avec la série du Daléma. Vers le SW elle disparaît sous les formations subhorizontales des séries de Ségou-MadinaKouta et de Mali, qui sont beaucoup plus récentes. Elle est constituée, pour sa majeure partie, par des roches d'origine sédimentaire qui ont subi un léger métamorphisme de la zone des micaschistes supérieurs. Aux abords du granite, des faciès à biotite apparaissent.

La structure isoclinale, le caractère compréhensif de cette série n'ont pas permis d'établir une stratigraphie précise.

B — Etude de la coupe du Dialé - Description générale

Le Dialé prolongé en amont du village de Madina par son affluent Sandoudou, donne une coupe de la série suivant une direction N.NW.

Nous donnons ci-dessous la description synthétique de cette coupe (fig. 8); du S. SE vers le N. NW, on rencontre successivement :

- Granite orienté de Saraya.

- Faciès à biotite (schistes et quartzites micacés) avec des pendages de 60 à 80° dirigés vers l'W. NW sur 3 à 4 kilomètres. Des filons de granite et de pegmatite ont été injectés dans ces schistes.

- A partir de la route Kossanto-Missira et jusqu'au village de Margou, la coupe traverse un complexe où alternent des grauwackes et des pélites à peine métamorphiques (séricite et chlorite). Bien que tous les intermédiaires puissent exister entre ces deux roches, on note la plupart du temps une alternance rapide de bancs à granulométrie très différente. Il semble que vers le N. NW il y ait prédominance des grauwackes. Tout ce complexe est subvertical.

- Trois kilomètres au N.NW de Margou on note dans les grauwackes une passée de conglomérat d'une vingtaine de mètres de puissance.

- Située immédiatement en aval, mais sans que le contact ait pu être observé, vient ensuite une quinzaine de mètres de roche verte ayant l'aspect d'un metabasalte, puis une quarantaine de mètres de jaspes rouges plus ou moins recristallisés, bordés en aval par une autre passée conglomératique.

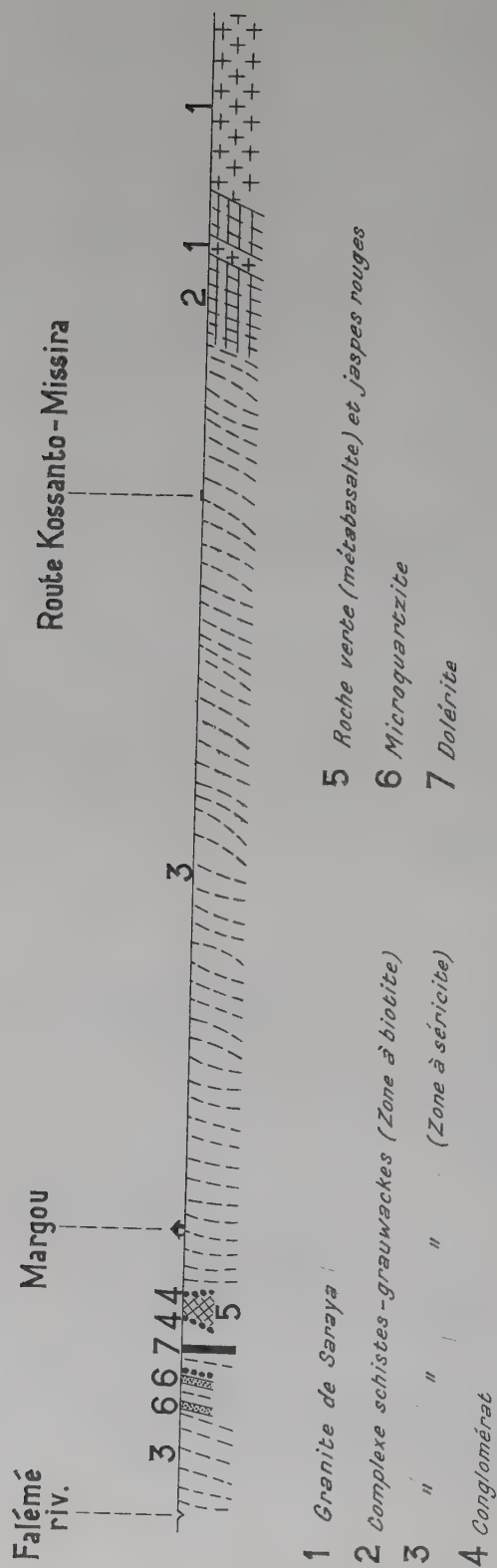
- Le Dialé traverse ensuite de nouveau des schistes et des grauwackes où l'on remarque un banc de microquartzite noirâtre bordé vers l'amont par un conglomérat analogue aux précédents. A Ségoto les grauwackes prennent une couleur vert sombre et deviennent très dures : elles ressemblent aux tufs de la série de Mako.

Un examen de la carte permet de constater que la coupe du Dialé s'achève à proximité des premières roches basiques de cette série. La petite passée de roche verte accompagnée par des jaspes rouges, peut donc être considérée comme un témoin avant-coureur de cette série. Il est difficile de savoir s'il s'agit d'une formation interstratifiée dans la série de Dialé ou d'un pointement représentant par exemple le cœur d'un petit anticlinal : bien que le contact exact n'ait pas été vu entre les conglomérats et la roche basique, il semble qu'il y ait concordance tectonique. On remarquera que le conglomérat ne renferme pas de roches vertes : il ne saurait donc marquer de discordance importante entre les grauwackes et la roche verte. Il semble que l'on puisse le considérer comme le témoin à ce niveau d'une reprise de l'activité tectonique et de la proximité d'un relief émergé.

COUPE DU DIALE

N.NO

S.SE



Echelle: 1/200.000

FIG. 8

La coupe du Dialé dont nous venons de donner une description schématique, est la plus complète que nous ayons pu suivre. Cependant des observations nombreuses mais isolées ont permis d'en retrouver les éléments dans toute la série du Dialé. Il semble que, d'une façon générale :

— Les faciès à biotite jalonnent la bordure occidentale du granite de Saraya et celle du granite de Yamoussa.

— Le complexe grauwaacke-schiste marque l'axe de la série.

— La bordure occidentale de la série soit jalonnée par toute une série de conglomérats : conglomérats à galets de cipolins et de grès à Niakabana, de roches vertes et de grès entre Kérékoto et Saboussiré, à cipolins et microgranites à l'Ouest d'Ibel, à ciment calcique au Nord de Sadiola; M. DESFOSSEZ (1952) a signalé un conglomérat analogue au Nord de Baïtilaye.

— La coupe de Dialé n'est cependant pas entièrement complète; la série peut contenir des faciès qu'elle ne traverse pas :

Dans la zone comprise entre le massif de N'Debou-Ibel-Bandafassi et le massif de Mali, de nombreuses lentilles ou passées de cipolins sont connues. Au NE du granite de Saraya, dans la région Ilimalo, les cipolins sont également assez abondants.

Au Sud Ouest du granite de Saraya, dans une zone traversée par le marigot Diaguiri, la série du Dialé contient de petites masses d'amphibolites, de métaandésites et d'agglomérats.

A l'Est d'Ibel des schistes graphiteux ont été signalés.

C — Etude pétrographique

1° Les conglomérats

a) *Conglomérats du Dialé*

Les quatre passées de conglomérats connues sur le cours inférieur du Dialé sont identiques : il s'agit de roches étirées où les galets sont allongés suivant la schistosité. Il semble que, au moment de leur dépôt, les galets avaient déjà une forme aplatie. Ils sont non jointifs, mal classés et polygéniques : schistes, quartz, quartzites, roches vertes très rares, granites et microgranites. Cette dernière roche est de loin la plus répandue.

Au microscope, nous avons pu déterminer une granodiorite et deux microgranites dont l'un à tendance granophyrique. Ces roches n'ont pas de particularités bien marquées; on note cependant la forte séricitisation des plagioclases et l'extinction ondulante du quartz.

Le ciment est analogue aux grauwaackes dans lesquelles les conglomérats sont interstratifiés : un feutrage de séricite et de l'épidote marquent un métamorphisme de faible intensité mais net.

La position de ces conglomérats, à la limite entre les séries de Mako et du Dialé mérite d'être notée.

b) *Conglomérat de Niakabana*

On l'observe sur la rive gauche de la Falémé un peu à l'Ouest des ruines de l'ancien village; il semble interstratifié dans un complexe de grauwaackes et de schistes, mais ses rapports exacts avec ces formations n'ont pas été vus.

Sa puissance semble considérable : elle dépasse 200 mètres en supposant qu'il n'y ait pas de plis qui redoublent la couche.

Les galets sont mal classés et souvent anguleux (planche III photo 1); les galets de cipolins sont de beaucoup les plus abondants, on remarque cependant quelques fragments de schistes et de quartzites. Le ciment peu abondant présente un aspect de chert. Ce conglomérat presque monogénique, semble indiquer la présence dans cette zone d'anciens cipolins détruits et partiellement remaniés durant la période de sédimentation du Birrimien. La position de cette formation n'est pas aussi franche que celle des conglomérats

vus sur le Dialé; il semble cependant qu'elle aussi soit située sur la bordure de la série : 2 kilomètres plus à l'Ouest nous avons pu observer des jaspes et des roches verdâtres qui semblaient appartenir à la série de Mako.

c) *Cipolin conglomératique d'Ibel*

C'est une formation très analogue au conglomérat de Niakabana mais elle est associée à des cipolins birrimiens; elle est formée par une accumulation de galets plus ou moins arrondis, dont la taille varie de 1 à 30 centimètres. Pour leur quasi totalité, il s'agit de cipolins, on remarque cependant quelques galets de schistes, de quartz de rhyolite et de microgranite. B. TAGINI (1960) estime que cette roche s'est formée à partir des cipolins qui l'entourent à la suite d'une érosion aquatique, d'un bref transport, puis d'un dépôt en milieu peu profond.

Il est difficile de savoir s'il y a eu érosion aquatique, mais une chose est certaine : le transport a dû être très bref. Un autre conglomérat calcique existe au Nord de Sadiola sur la piste qui part à Sirimana. Ce conglomérat est relativement proche du granite et il semble qu'il ait subi les effets du métamorphisme de contact.

d) *Passées conglomératiques entre Kéniébandi et Saboussiré*

La piste qui joint ces deux villages traverse de nombreux affleurements d'une grauwaque légèrement métamorphique (éch. 813 L.M. 24236), subverticale. Cette roche présente de nombreuses stratifications entrecroisées et de façon épisodique elle contient de nombreux galets qui, par endroits, lui donnent un aspect franchement conglomératique.

Ces galets sont de taille diverse mais ne dépassent que rarement la grosseur du poing; plus ou moins arrondis, ils sont constitués à l'Est de Kérékoto par des schistes, cipolins, quartzites. Vers l'Ouest ils s'enrichissent en matériel volcanique et à Saboussiré, pratiquement tous les galets sont de cette origine (surtout métaandésite). La grauwaque semble de plus, devenir franchement verdâtre.

Ces grauwaques conglomératiques ont une position bien spéciale : elles sont dans la zone de passage entre les séries de Mako et du Dialé.

Si la première ne débute franchement qu'à l'Ouest de Saboussiré, des « noyaux » de roches basiques et de leur contexte volcanosédimentaire commencent à apparaître beaucoup plus à l'Est. Il n'a pas été possible de savoir si ces roches basiques constituaient le cœur de petits anticlinaux ou s'il s'agissait de masses interstratifiées dans les grauwaques.

Tous ces conglomérats ont donc pour caractéristique commune d'être situés à la bordure occidentale (ou sur ses environs immédiats) de la série de Dialé. Il ne s'agit pourtant pas de conglomérats de base; sans doute marquaient-ils une zone où l'activité tectonique était forte, ligne de fracture ou de flexure ? Cette tectonique était contemporaine de la sédimentation comme le prouvent les cipolins conglomératiques d'Ibel qui se formaient en même temps ou juste après le dépôt des cipolins dont ils dérivent.

2° Les cipolins

a) *Affleurements à l'Ouest de Kédougou*

Ces roches forment deux groupes d'affleurements : l'un situé à l'Ouest et au Sud Ouest de Kédougou, l'autre dans la région d'Ilimalo.

Au Nord de la route Youkounkoun-Kédougou, immédiatement au pied des falaises doléritiques de Bandafassi, Ibel, N'Debou, des bancs de cipolins forment de petits reliefs à faciès ruiniformes (voir planche III, photo 2). On retrouve ces roches plus au Sud entre les villages de Walidiala et Gounbanbéré, au pied de la falaise qui marque le rebord nord du Fouta-Djalon. Il est probable que dans la plaine qui s'étend entre les deux séries d'affleurements, d'autres bancs de cipolins doivent exister; certains d'entre eux ont été repérés sur le marigot Tiokoye. D'une façon générale il s'agit de bancs assez bien individualisés de 2.300 mètres de puissance.

Les faciès de ces roches sont assez variés : nous avons déjà décrit le plus particulier d'entre eux, les cipolins conglomératiques d'Ibel. Le plus souvent il s'agit de roches gri-

sâtres largement cristallisées; autour du village d'Ibel ils peuvent prendre une couleur noirâtre avec des amandes allongées de calcite. A l'endroit où la piste Walidiala-Tiokoye traverse le marigot du même nom, il ne s'agit pas de cipolins mais de micaschistes à biotite, hornblende et épidote, très riches en calcite.

L'étude au microscope n'amène guère de renseignements nouveaux : la présence dans l'échantillon 545 (L.M. 17957) provenant du Tiokoye de niveaux épisodiques de quartz, plagioclases détritiques, mêlés à des oxydes de fer, suggère que ces calcaires ne sont pas d'origine organique mais les produits d'une sédimentation.

Les tailles des cristaux de calcite (ou de dolomie) varient suivant les échantillons : 0,3 à 0,5 mm. dans la L.M. 17957; 0,05 à 0,1 mm. dans la L.M. 17959.

Des analyses chimiques ont été faites sur ces cipolins à la demande de nos prédécesseurs : la teneur en Co_2 Ca varie de 68,5 à 73,5, en Co_2 Mg de 1,8 à 15,9 en Si O_2 de 14,7 à 4,9, en Al_2O_3 de 0,7 à 9,9, en Fe_2O_3 de 1,7 à 2,2. Il s'agit donc de calcaires dolomitiques pouvant évoluer vers des faciès siliceux ou marneux.

Le contact avec les formations encaissantes a été rarement vu; nous avons pu l'observer dans la haute vallée du Tiokoye, en amont de Walidiala, dans une zone où les pendages de la série du Dialé sont très faibles : des quartzites surmontent les cipolins noirâtres en parfaite concordance. Le contact est franc, on remarque cependant que de petits bancs *bien individualisés* de quartzites sont interstratifiés dans le cipolin dans les deux premiers mètres à partir du contact principal (voir planche III, photo 3).

Signalons enfin que les cipolins de la route Youkounkoun-Kédougou ont subi un métamorphisme de contact dû à la mise en place d'une part, des sills de dolérite, d'autre part, de petits massifs granitiques atectoniques et de leurs filons satellites. B. TAGINI (1959) a étudié ces phénomènes qui n'ont apporté pratiquement aucune minéralisation. Bien que ce métamorphisme donne parfois des remobilisations de la calcite extrêmement spectaculaires, les minéraux de recristallisation sont peu abondants : biotite, trémolite, actinote, pyroxènes très rares. Les skarns n'ont pas été signalés.

Les cipolins de la région de Walidiala, ceux en particulier se trouvant sur le marigot Tiokoye, ont subi l'influence du granite orienté de Yamoussa ou de ses satellites filoniens. La schéelite a été signalée dans cette zone.

b) Affleurements d'Ilimalo

Les cipolins de cette zone appartiennent en réalité, à la fois à la série du Dialé et à celle du Daléma : ils sont en effet à l'extrémité NE du granite de Saraya, là où les deux séries se rejoignent. Les cipolins d'Ilimalo ont fait l'objet d'une étude détaillée de Y. PERONNE (1957).

Nous nous contenterons donc de faire un rappel rapide des conclusions auxquelles arrive cet auteur :

— Les cipolins sont interstratifiés dans la série birrimienne (schistes ou arkoses), leur puissance varie de quelques décimètres à 200 ou 300 mètres. L'extension longitudinale pour les passées les plus épaisses peut atteindre plusieurs kilomètres.

— Le litage originel de la roche est souvent visible.

— Les diverses venues granitiques ont développé un intense métamorphisme de contact avec formation de parapyroxénites à dipyre, paragneiss à diopside et anorthite, cipolins à biotite et muscovite. Des minéralisations en schéelite sont connues au contact entre des filons de quartz à tourmaline (issues d'une granodiorite) et les roches carbonatées.

3° Les microquartzites

Ces roches forment des bancs assez bien individualisés de 50 à 200 mètres de puissance pouvant atteindre plusieurs kilomètres de long. Leur répartition est très particulière : ils se tiennent en bordure de la série de Mako et semblent associés à des grauwackes ou quelquefois (à l'Ouest de Niakabana et de Margou) à des quartzites noirâtres à l'aspect poreux en affleurement.

Nous avons considéré tout d'abord ces microquartzites comme équivalents à ceux se trouvant dans la série de Mako associés à des roches volcaniques sous-marines, et qui représentent d'anciens jaspes ou d'anciennes radiolarites. Si cette interprétation reste valable pour certains d'entre eux, les autres semblent d'origine différente : en effet certaines lames minces taillées dans ces roches (26188, 26189, 26205) évoquent plutôt des cherts résultant de la silicification de roches carbonatées : la calcite est fréquente dans les L. M. 26189 et 26205; dans la L. M. 26188 elle a disparu mais on remarque des « boîtes » creuses losangiques dont la bordure est marquée par des hydroxydes de fer. Ces boîtes semblent correspondre à d'anciens carbonates complètement lessivés (voir planche III, photo 4).

Ces microquartzites pourraient donc, *pro parte*, représenter d'anciens bancs calcaires; leur position serait d'ailleurs favorable à cette hypothèse:

A proximité de la bordure orientale de la série de Mako au Sud (région d'Ibel) et au Nord (région de Sadiola) des cipolins sont connus; le conglomérat calcique de Niakabana prouve que ces roches devaient exister dans cette zone.

4° Les schistes graphiteux d'Ibel

Entre Ibel et Patassi : des schistes noirs laissant une trace sur le papier sont associés avec les cipolins et avec des schistes graveleux. On peut les rattacher à des ampélites peu métamorphiques. Il semble que la cristallisation soit assez poussée puisqu'une analyse (notice carte Dakar Est au 1/1.000.000) indique 12,5 % de carbone *graphiteux*. La formation de ce genre de roche implique des bassins peu aérés où la matière carbonée n'a pas eu le temps d'être détruite par oxydation. D'autres schistes dérivant d'ampélites sont connus au Nord de Balakonko.

5° Amphibolites au Sud Est de la série

Sur la bordure SW du granite de Saraya, dans la zone comprise entre le marigot Diaguiri et la falaise des grès horizontaux, la série du Dialé qui semble plus métamorphique (faciès à biotite fréquents), renferme de petites passées de roches verdâtres quelquefois bréchiques. Au microscope (éch. 1595 L. M. 26255; L : 11° 59, 1 : 12° 35) on s'aperçoit qu'il s'agit d'amphibolites (actinote et trémolite) dont certaines zones semblent avoir conservé une ancienne structure porphyrique: sans doute s'agit-il de métaandésites.

Signalons la présence, au pied de la falaise gréseuse à 2 kilomètres à l'Est de Velinnagara, d'une roche bréchique dont certains fragments ont un aspect de kératophyre. Bien que l'hypothèse d'une brèche d'intrusion puisse également être envisagée, on peut rattacher cette roche à la présence d'un volcanisme contemporain du dépôt de la série du Dialé.

6° Complexes grauwackes-schistes peu métamorphiques

Ce complexe constitue de loin la formation la plus importante de la série du Dialé.

a) Les grauwackes

Microscopiquement il s'agit de roches verdâtres ou grisâtres qui, par altération, peuvent devenir beige-rougeâtre. Leur granulométrie est assez variable, mais la plupart du temps on peut reconnaître à l'œil nu ou à la loupe la présence de quartz et de feldspaths.

Sur le terrain ces roches ont souvent un aspect étiré mais peu ou pas métamorphique.

Au microscope (voir planche III, photo 5) on peut observer dans un ciment pélique des grains esquilleux ou très rarement arrondis où l'on distingue du quartz présentant quelquefois des golfes de corrosion, plagioclases (souvent acides), amphiboles, microcline, épidote et assez rarement petit fragments de roches (silexites ou roches éruptives, comme andésite et oligoclase).

Le quartz est l'élément dominant suivi par le plagioclase; le microcline, l'amphibole et les roches volcaniques ne sont présents que dans quelques lames minces. Il peut quelquefois arriver que les plagioclases soient très rares. La granulométrie varie entre 1 et 0,05 mm. « le grain moyen » étant de l'ordre de 0,2 mm. Bien entendu il ne s'agit que des grains franchement clastiques : le ciment pélique

est constitué *pro parte*, par une purée très fine de minuscules grains de quartz et de plagioclases où il est difficile de reconnaître les minéraux détritiques et ceux de recristallisation.

Le métamorphisme est discret mais toujours présent; il est marqué par la recristallisation orientée de séricite et de chlorite.

Nos prédécesseurs avaient désigné ces formations sous le nom d'arkoses ou de quartzites métamorphiques, nous préférons les classer sous le nom de grauwackes; précisons tout d'abord que nous employons ce terme suivant la définition qu'en donne PETTJOHN (1956), c'est-à-dire dans un sens assez large qui groupe à la fois les grauwackes et les grès à ciment pélitiques de J. JUNG (1958).

Les grauwackes prises dans ce sens sont caractérisées :

— Par un mauvais classement et par le caractère esquilleux des grains détritiques, qui peuvent, par contre, être d'origine diverse (PETTJOHN distingue des grauwackes lithiques, quartziques, feldspathiques, etc...).

— Par l'importance du ciment qui relie les grains entre eux et qui doit former au moins 15 % du volume total de la roche. Si cette condition n'est pas réalisée on a alors des quartzites ou des arkoses.

L'intérêt de cette classification est de grouper des roches ayant des caractères génétiques analogues : les grauwackes, prises au sens large, sont des sédiments caractéristiques des zones orogéniques. Les grès et les arkoses sont au contraire des sédiments « normaux ».

b) Les schistes

Il s'agit soit de schistes sériciteux ordinaires dérivant probablement d'anciennes pélitites, soit de schistes grauwackeux qui contiennent une quantité plus ou moins importante de grains clastiques. Pratiquement tous les intermédiaires peuvent exister entre les grauwackes et les schistes.

Des faciès particuliers assez rares ont été observés : 2 kilomètres au Nord de Balakongo, des schistes graphiteux grisâtres forment une petite colline d'une vingtaine de mètres de hauteur. Sur le marigot Dialé et sur celui d'Oulodore, des schistes pyriteux forment des passées qui ne semblent pas dépasser la centaine de mètres.

c) Problème du flysch

L'association grauwacke-schiste semble assez constante; on note toutefois que vers le S E, c'est-à-dire en se rapprochant du granite, les schistes deviennent dominants; le métamorphisme qui croît dans cette direction accentue encore cette impression, il faut se garder d'opposer une zone à grauwackes au N W et une zone schisteuse au S E : les grauwackes sont présentes même à proximité du granite.

Cette association implique des conditions de dépôt bien particulières caractérisant les zones orogéniques; un problème se pose; les dépôts de ces zones peuvent être, soit des flyschs (synorogéniques), soit des mollasses (postorogéniques). Bien qu'il soit malaisé de choisir entre ces deux faciès, nous estimons que l'association grauwackes-schistes de la série de Dialé s'apparente au faciès flysch :

— Cette formation semble avoir subi la même tectonique que l'ensemble du Birrimien.

— Certains caractères pétrographiques du flysch défini par Madame RECH-FROLLO (1960-1962) semblent se retrouver : plagioclases souvent frais, quartz ne présentant pas (en général) des zones d'accroissement, forte hétérométrie du sédiment.

Bien entendu cette conclusion ne doit être acceptée qu'avec toutes les réserves qu'imposent les mauvaises conditions d'observations de la tectonique, et le caractère épimétamorphique de toute la série. Rappelons cependant que M. ARNOULD (1961) a pu reconnaître un flysch dans une partie du Birrimien de Côte d'Ivoire.

7° Les faciès à biotite de la bordure des granites orientés

Ces faciès se rencontrent aux environs immédiats des granites de Yamoussa et de Saraya. Le plus souvent la zone à biotite ne s'étend pas à plus de 3 kilomètres de la bordure immédiate des granites, sauf dans le prolongement N E du granite de Saraya où elle s'éloigne

jusqu'à 15 kilomètres des derniers affleurements connus de ce granite. Toutefois, dans ce cas particulier, il faut noter qu'il existe des indices permettant de penser que le massif de granite s'ennoie très doucement sous sa couverture de micaschistes : les faciès à biotite les plus éloignés peuvent donc être en réalité assez près de la masse granitique dans le sens vertical.

Au microscope la plupart des faciès à biotite semblent être, soit d'anciennes pélites ou *grauwackes*, prises dans un métamorphisme de la zone des micaschistes inférieurs. La biotite bien que pléochroïque, est bien orientée; dans quelques lames minces le grenat est présent. Les minéraux de métamorphisme de contact typiques tels que l'andalousite n'existent pas.

Il n'est donc pas certain que les faciès à biotite soient dus au métamorphisme de contact ainsi que le suggérait leur position. Peut être ainsi que le notait D. SOULE de LAFONT (1955) y-a-t-il interférence des deux sortes de métamorphisme, mais rien n'est moins sûr. De toutes façons on peut admettre raisonnablement que les granites orientés se sont mis en place dans des zones où le métamorphisme était *relativement* intense, donc assez profondes; d'après leur répartition il semblerait donc que l'axe suivant lequel ces granites se sont mis en place corresponde à un axe anticlinal.

D — Esquisse tectonique et structurale - Conclusion

Quelques mots tout d'abord sur la tectonique de la série : nous en connaissons peu de choses en raison du manque de bancs de repères, de la forte intensité des pendages et, d'une façon générale, de la rareté des affleurements.

Les pendages sont le plus souvent très forts, leur direction varie entre le NE et le N.NE et ils sont dirigés vers le NW ou l'W.NW mis à part la zone située autour de la route Kossanto-Bimbou, à mi-chemin entre ces deux localités où ils sont dirigés vers le S E. Cette observation suggère que la série de Dialé constitue un synclinal renversé vers le S E sauf à la hauteur de la route Bimbou-Kossanto où il serait simplement déjeté. Il semble d'ailleurs que cette structure soit complexe : entre Segoto et Kossanto on peut voir sur photos aériennes des structures avec fermetures périclinales, ayant une largeur de plusieurs kilomètres. Ces structures qui n'ont d'ailleurs pas pu être identifiées sur le terrain prouvent que la série du Dialé, même lorsque les pendages sont dirigés dans la même direction, n'est pas monoclinale.

Il ne semble pas que l'observation des pendages puisse fournir d'autres renseignements; nous essaierons donc d'aborder le problème en essayant de préciser la position de la série par rapport à son contexte : les granites orientés, et la série de Mako.

— Nous avons vu que la répartition des faciès à biotite le long du granite pouvait être interprétée comme étant la conséquence de la mise en place du granite dans un axe anticlinal; cette hypothèse est appuyée par le fait suivant : dans les zones où l'on peut suspecter que la surface du granite s'enfonce doucement sous sa couverture, celle-ci n'est affectée que par des pendages très faibles. Cette observation a pu être faite à l'extrémité N E du granite de Saraya (aux environs de Wasandara), zone où les faciès à biotite peuvent s'éloigner d'une quinzaine de kilomètres de la bordure visible du granite. A cet endroit d'ailleurs celui-ci voit le plan de son orientation devenir subhorizontal et incliné, soit vers le NW, soit vers le NE. Beaucoup plus au Sud, à Tiokoye, nous avons pu observer dans une coupe verticale les micaschistes à faible pendage surmonter la partie apicale d'une petite apophyse du granite de Yamoussa.

Ces deux observations montrent que lorsque les micaschistes de la série du Dialé sont faiblement pentés, ils surmontent la partie apicale du granite : la mise en place de celui-ci dans des structures anticlinales des micaschistes est donc confirmée.

Si, partant du granite nous nous dirigeons vers le NW, nous allons donc vers une structure synclinale.

— Les relations de la série du Dialé avec celle de Mako sont, nous l'avons vu, assez difficiles à définir par la tectonique puisque les pendages dans la zone de passage sont uniformément subverticaux ou très fortement pentés vers le NW : le problème est donc de définir la position « stratigraphique » de ces séries l'une par rapport à l'autre; jusqu'à présent il était classiquement admis (depuis les travaux des géologues britanniques au Ghana) que le Birrimien supérieur est volcanique et que l'inférieur comprend des schistes et des quartzites avec des laves et tufs subordonnés.

M. ARNOULD (1961) admet ce principe « faute de mieux » pour la Côte d'Ivoire, mais avec beaucoup de réserves.

Si le schéma classique est adopté, nous devrions considérer que la série de Mako est plus récente que la série du Dialé; bien que nous ne disposions d'aucun argument vraiment décisif, nous estimons cette hypothèse peu vraisemblable :

— La série de Mako est pour une grande partie constituée par des ophiolites caractéristiques de la phase *initiale* d'un géosynclinal.

— La série du Dialé, si elle se trouvait en position stratigraphique inférieure, devrait être beaucoup plus métamorphique puisqu'elle aurait supporté la charge de la série de Mako elle-même métamorphique..

— Bien que le fait soit assez rare, les grauwackes conglomératiques de la série du Dialé peuvent contenir des roches vertes appartenant à la série de Mako (1).

Nous sommes donc amenés à considérer qu'il est probable que la série de Mako est antérieure aux conglomérats et au complexe grauwackes-schistes de la série du Dialé. La structure synclinale de cette dernière série serait donc confirmée.

Les cipolins et les roches qui semblent leur être associés (quartzites, schistes graveleux, schistes graphiteux, schistes) occupent une position spéciale dans la série du Dialé :

— Ces roches se rencontrent, soit près des granites orientés (Ilimalo, Walidiala), soit près de la série de Mako (Ibel, Saroudia) c'est-à-dire près des axes anticlinaux.

— Le conglomérat de Niakabana, qui semble dans la même position que ceux du Dialé, dans la partie inférieure du complexe grauwackes-schistes, contient de nombreux galets de cipolins.

Ces deux faits suggèrent que les cipolins (et les roches qui les accompagnent) se trouvent à la base de la série du Dialé. Ils pourraient donc être contemporains de la série de Mako (roches basiques volcaniques), en effet cette dernière comprend des conglomérats (Atak, Songola) qui contiennent des galets de cipolins.

Nous pouvons dès lors proposer pour la série du Dialé la succession suivante; de bas en haut elle comprendrait :

— Une série de cipolins-quartzites, schistes graveleux, schistes graphiteux (les anciennes roches volcaniques observées au SW du granite de Saraya pourraient appartenir à cette série de base).

— Une série de type flysch dont la partie inférieure contiendrait, du moins à l'Ouest, des conglomérats.

Un problème se pose : puisque les conglomérats du Dialé contiennent des microgranites et granite dont l'origine est inconnue, on peut appliquer le raisonnement de J. SAGATZKY (1948), et considérer ces granites comme birrimiens : le complexe schistes-grauwackes de la série de Dialé représenterait donc le Tarkwaïen.

Cette hypothèse est peu probable puisqu'il semble bien que ce complexe ait été lui-même traversé par le granite de Saraya, dont les biotites donnent un âge apparent de 2011 millions d'années (âge commun aux granitisations du Birrimien de Côte d'Ivoire).

(1) La rareté de ces galets de roches vertes peut s'expliquer par leur fragilité. J. MARCHESSEAU qui a effectué une prospection alluvionnaire sur la Gambie a pu constater que les roches vertes ou même les dolérites disparaissent très rapidement dans les galets du lit mineur. Alors que les grès ou les quartzites peuvent subsister jusqu'à plus de 100 km de leur origine, les roches vertes ont disparu quelques kilomètres seulement après que la rivière ait traversé leur dernier affleurement.

Y. PERONNE (1957) décrit en territoire malien un conglomérat contenant des galets de cipolins et de dacites. Bien que le contact n'ait pas été vu, la présence de biotite laisse penser que le conglomérat est antérieur au granite le plus proche, qui est satellite du granite de Saraya.

Il est donc très probable que le complexe flysch qui constitue la partie supérieure de la série du Dialé appartient encore au Birrimien.

IV — LA SERIE DU DALEMA

A — Introduction

La série du Daléma est située à l'Est du granite de Saraya. Vers le Sud elle disparaît sous les grès subhorizontaux qui forment la bordure nord du Fouta-Djalon; elle s'étend à l'Est de la Falémé en territoire malien où nous n'avons pu l'étudier. Formée de roches sédimentaires d'origines diverses (cipolins, grauweekes, schistes) légèrement métamorphisées, elle semble constituer une structure synclinale complexe. Son étude est rendue plus particulièrement délicate par la présence, sur toute sa partie orientale, d'un essaim serré de filons ou de petits amas de roches granitoïdes ou microlithiques qui ont provoqué un métamorphisme de contact souvent très net. Une partie de ces roches avaient été considérées sur le terrain comme les témoins d'un paléovolcanisme; il semble en réalité que toutes aient été intrusives.

B — Description générale

Le Daléma prolongé à l'Ouest du méridien 11° 30 par le Badambali, permet de traverser la série suivant une direction fortement oblique à celle des couches.

En suivant ces marigots, on observe d'Ouest en Est, à partir d'un petit massif satellite du granite de Saraya :

— Des schistes jaunes-beiges à gris noirâtres de direction N.NE avec des pendages verticaux ou orientés vers le SE. Des bancs de grauweekes sont intercalés dans les schistes, mais ces derniers sont de beaucoup dominants.

— A partir du méridien 12° 34 des filons ou petits amas de roches granitoïdes apparaissent dans ces schistes : on peut observer des microgranites-syérites-diorites, des granites et granodiorites orientés. Chaque filon peut atteindre 50 à 100 mètres de puissance.

— En poursuivant vers l'Est, les schistes deviennent de moins en moins fréquents et sont remplacés par des grauweekes; à l'embouchure du Daléma des bancs de cipolins apparaissent.

Cette coupe, bien que discontinue, donne une idée de la structure générale de la série : schisteuse à l'Ouest, elle passe à des grauweekes et à des cipolins vers l'Est. D'une façon générale les grauweekes sont souvent riches en carbonates, il s'agit parfois de véritables cipolins conglomératiques.

C — Etude pétrographique

1° Les schistes

Il peut s'agir, soit de schistes sériciteux très faiblement métamorphiques comme dans

la partie ouest de la coupe du Daléma, soit de miscachistes à biotite.

Ce dernier faciès se rencontre à proximité des granites : au Sud du parallèle 12° 40, ils sont particulièrement fréquents. Une partie de ces schistes sont nettement grauwaqueux : au microscope on peut voir qu'ils contiennent souvent des fragments esquilleux de quartz, feldspaths et quelquefois de silixites.

2° Les grauwaques

Ces roches sont fréquentes à l'Est du méridien 12° 30 : elles peuvent prendre des faciès divers mais gardent toujours leurs principales caractéristiques : grains esquilleux mal classés, ciment représentant au moins 15 % du volume de la roche. Nous avons pu distinguer :

— *Grauwaques verdâtres* : très répandues sur le Daléma et sur la Falémé,

Au microscope (éch. 1509 L. M. 26218) on peut constater qu'il s'agit d'une grauwaque quartzo-feldspathique avec recristallisation de séricite, chlorite et épidote. Sur la Daléma nous avons pu observer un plan de stratification où il semblait subsister les restes d'une structure en ripple-marks.

— *Grauwaques noirâtres* : Ces roches ont une teinte très sombre; on peut les observer entre Karakaène et Mahina ou sur la Falémé de part et d'autre de ce village.

Au microscope (éch. 1633, L. M. 26918; Falémé en amont de Mahina) on peut observer de nombreux grains de quartz très esquilleux semblant étirés, reliés par un ciment assez sombre en lumière naturelle qui semble être constitué par la séricite très fine. Le ciment est moins abondant que dans les autres grauwaques : nous avons dans cette roche un terme de passage entre grauwaque et quartzite.

— *Grauwaques calcareuses* : assez répandues sur la Falémé en aval de Satadougou, elles connaissent leur plus grande extension à l'Ouest du village de Kolia.

L'échantillon 1540 (L. M. 26231) pris dans cette dernière zone montre au microscope une série de grains clastiques : quartz, plagioclases (souvent automorphes) et de petits galets de silixites. Ces éléments sont cimentés par de la calcite. Ce minéral semble bien syngénétique.

— *Grauwaques conglomératiques* : bien représentées à Satadougou Bafé, sur la Falémé, ces roches gris-rosâtres contiennent de petits fragments (ne dépassant que rarement 1 centimètre), en général non arrondis.

Au microscope (éch. 1550 L. M. 26239) on constate qu'il s'agit d'une grauwaque à galets de silixites et de roches effusives acides (rhyolite ou dacite), et à fragments de quartz, plagioclases acides souvent en baguettes. Ces éléments sont liés par un ciment microcristallin comportant quartz, séricite, muscovite, hydroxydes de fer, chlorite et calcite et pyrite.

Le caractère conglomératique (en réalité peut être pyroclastique) de cette roche avait incité J. SAGATZKY (1958) à la rattacher au conglomérat de Kawère (Tarkwaïen du Ghana).

3° Les cipolins

La série du Daléma est dans sa partie Est et Nord Est particulièrement riche en carbonates de chaux et de magnésie, cependant les cipolins caractéristiques (qu'ils soient calciques ou magnésiens) sont assez rares; les principaux affleurement rencontrés sont situés :

— Aux environs du village d'Ilimalo dans la zone de passage avec la série du Dialé : nous avons d'ailleurs décrit ces roches dans le cadre de cette série.

— Aux environs du village de Fataïa une passée importante de cipolins semble avoir une extension longitudinale de plusieurs kilomètres : il s'agit d'une roche rosâtre, sans doute assez magnésienne qui, à l'altération, prend une croûte rougeâtre poreuse.

L'échantillon 1522 (L.M. 26224) montre que la roche (non altérée) contient environ 80 % de carbonates mêlés à des plagioclases et à du quartz détritique et à de la pyrite. La zone poreuse semble lessivée de presque tous les carbonates; la pyrite est limonitisée.

— Six kilomètres environ à l'Ouest du village de Kolia, dans une zone où les grauwaques sont très calcareuses, des passées de cipolins dont la puissance varie entre 2 et 50 mètres s'individualisent. Le terme le plus occidental, traversé par un microgranite,

renferme dans ses joints quelques indices de chalcopryrite, pyrite et malachite.

Enfin, signalons que dans les zones très calcaireuses, il existe des roches à grain très fin, dures, dont la couleur varie du noir grisâtre au rose. Au microscope (éche. 1494 — 1495 — 1632) il semble qu'on puisse y reconnaître d'anciens cherts dérivant de la silicification de roches calcaireuses. La calcite n'est d'ailleurs pas complètement éliminée et a pu rejouer ultérieurement en s'introduisant dans les cassures de la partie silicifiée. Ces roches sont assez énigmatiques et cette interprétation doit être prise avec beaucoup de réserves.

4° Les faciès plus métamorphiques

Les faciès à biotite sont les plus fréquents, en particulier au Sud du parallèle 12°40 et le long de la bordure orientale du granite de Saraya.

Malgré l'aspect de micaschistes, certaines de ces roches semblent en réalité dériver d'anciennes grauweekes : on peut encore y distinguer des feldspaths et du quartz détritique (éch. 1566 L. M. 26 243 provenant de Guémadié).

Il peut exister de véritables leptynites :

L'échantillon 1527 (L. M. 26 226) pris sur le Badambali à l'endroit où schistes et grauweekes commencent à être injectés par des filons et des amas de roches granitoïdes, montre au microscope une structure granoblastique où quartz, albite-oligoclase et hornblende verte (en moindre quantité) ont franchement recristallisé : d'anciens plagioclases sont en core représentés par des amas de sérécite.

Enfin nous signalerons des roches verdâtres rencontrées à 6 kilomètres à l'Est de Nafadji sur le marigot Boboti : il s'agit de roches fortement recristallisées comportant quartz, plagioclases (oligoclase-acide), biotite et hornblende verte. La proportion de quartz est un peu trop forte pour qu'on puisse la considérer comme une ancienne roche volcanique : peut-être s'agit-il de tuf ?

D — Etude tectonique et structurale

Un certain nombre de pendages ont pu être relevés dans la série du Daléma : l'examen de la carte permet de constater que, d'une manière générale, ils sont dirigés vers le SE à l'Ouest, vers le NW à l'Est. La plupart du temps ces pendages sont très forts.

Il semble donc que dans son ensemble la série du Daléma forme une structure synclinale.

En réalité les choses sont plus complexes : sur photos aériennes, le long de la Falémé, de petites structures avec fermetures périclinales ont pu être repérées, grâce aux bancs durs que forment certaines grauweekes. Nous n'avons pu malheureusement les étudier en détail, car elles se trouvent situées pour leur plus grande partie en territoire malien, de plus, les sections traversées par la Falémé ne laissent pas apparaître tous leurs termes. Nous n'avons donc pu les utiliser pour établir une stratigraphie même locale.

Elles donnent par contre des renseignements intéressants sur le style tectonique : la plupart d'entre elles ne dépassant pas quelques centaines de mètres en largeur pour une extension longitudinale de quelques kilomètres ; il s'agit de synclinaux. Une seule d'entre elles, à l'Est de Kolia, atteint 2 kilomètres de large et il semble s'agir d'un anticlinal. D'après ces observations, malheureusement trop peu nombreuses, les plis élémentaires seraient des synclinaux minces alternant avec des anticlinaux plus larges : la tectonique serait donc à style déjectif.

Si nous voulons envisager la structure de la série d'un point de vue plus élevé, nous nous heurtons au fait que nous n'avons pu l'étudier toute entière et que la partie malienne nous reste inconnue. Ce fait est d'autant plus regrettable que D. SOULE de LAFONT (1955) signale que dans le SE, entre Fekola et Liberta, il a pu observer d'anciens gabbros et d'anciennes roches basiques qui semblent constituer l'équivalent de la série de Mako.

Si nous comparons la partie de la série du Daléma que nous connaissons, avec celle du Dialé, il semble que nous puissions voir dans les schistes et grauweekes de la partie ouest l'équivalent du « flysch » de la série du Dialé; par contre les cipolins, les grauweekes et quartzites grauweekeux noirâtres, les cherts de la partie est sembleraient pouvoir se comparer à la partie de la série du Dialé proche de la série de Mako.

V — VUE D'ENSEMBLE SUR LES SERIES BIRRIMIENNES

A — Introduction

Dans les pages qui précèdent nous avons admis implicitement que les séries métamorphiques et granitiques du Sénégal Oriental appartenaient au Birrimien, terme qui, rappelons-le, désigne en Afrique Occidentale le Précambrien moyen.

Le Birrimien a été défini au Ghana, sur la rivière Birrim par des géologues britanniques. P. LEGOUX (1939) fut le premier à rattacher les formations métamorphiques du Sénégal à cet étage. La carte Dakar-Est 1/1.000.000 sortie en 1943 admet également cette corrélation qui, par la suite fut confirmée et précisée dans les articles de M. ROQUES sur la géologie de l'A. O. F. (1948-1952).

Au cours de la description des différentes séries et en particulier de celle de Mako, nous avons pu constater que cette corrélation semblait parfaitement justifiée en raison des ressemblances existant entre les formations que nous avons étudiées et celles du Ghana et de Côte d'Ivoire. Nous disposons maintenant d'un argument supplémentaire intéressant : trois mesures d'âges apparents ont été effectuées par Madame VACHETTE du B. R. G. M., au Laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences de Clermont-Ferrand.

Ces mesures ont été faites (méthode Rb/Sr) sur les biotites de trois granites ayant traversé le Birrimien sénégalais. Les résultats sont les suivants :

- granite de Magnankanti (atectonique) : 2037 + 39 M.A.
- granite de Tinkoto (atectonique) : 2086 + 106 M.A.
- granite de Saraya (syntectonique) : 2011 + 39 M.A.

Ces âges sont comparables à ceux obtenus par M. BONHOMME (1962) pour les granitisations « éburnéennes » qui ont affecté le Birrimien de Côte d'Ivoire.

Ces mesures confirment donc que les formations métamorphiques et granitisées du Sénégal oriental peuvent être attribuées au Birrimien.

Nous allons maintenant reprendre l'étude des séries de Mako, du Dialé et du Daléma, mais en envisageant ces séries dans leur ensemble.

B — Corrélation entre les différentes séries

Après l'étude de chaque série, nous avons proposé une ébauche de stratigraphie; nous les avons groupées dans le tableau ci-après :

Soulignons encore une fois le caractère hypothétique de ces stratigraphies qui ne s'appuient pas sur des arguments vraiment décisifs. Cette réserve étant admise on constate que les trois séries ont un élément commun qui est le flysch.

Les formations sous-jacentes à ce flysch peuvent être soit synchrones, soit étagées dans le temps :

On peut imaginer plusieurs hypothèses :

- Les formations volcaniques surmontent les cipolins et les roches qui leur sont asso-

Série de Mako	Série du Dialé	Série du Daléma
Venues basiques tardives (peu représentées)		
Mise en place des granites	Mise en place des granites	Mise en place des granites
Flysch avec conglomérats à galets de granite et de microgranite Formation de cordillères avec émission de laves à dominance andésitique (volcanisme pacifique)	Flysch avec conglomérats à galets de granite et de microgranite.	Flysch
Roches ophiolithiques de la bordure N W	Cipolins, grauwackes, quartzites, schistes graphiteux, schistes	Cipolins, grauwackes quartzites, schistes
Socle antébirrimien inconnu en place, peut être représenté par les galets de microgranite et de granite des conglomérats de la partie inférieure du flysch.		

ciées : il faut pour cela imaginer que les formations volcaniques n'existaient pas sur l'emplacement actuel des séries du Dialé et du Daléma puisqu'elles n'y ont pas été observées. Même en faisant cette réserve, cette hypothèse semble peu vraisemblable : dans la région de N'Debou la série des cipolins aurait subi la charge de toute la série volcanique et serait certainement plus métamorphique qu'elle ne l'est.

— Les formations volcaniques représentent la partie inférieure du Birrimien et elles se placent sous la série des cipolins; elles n'apparaissent pas dans les séries du Dialé et du Daléma à cause de la structure synclinale de ces séries.

— Les formations volcaniques sont plus ou moins synchrones de la série des cipolins, leur absence dans les séries du Dialé et du Daléma signifie simplement que le domaine où ce sont déposées ces séries n'était pas affecté par le volcanisme.

Il est assez difficile de faire un choix entre ces deux dernières hypothèses :

La première trouve un argument dans le fait que au SW du granite de Saraya, dans une zone qui semble anticlinale de par sa position dans l'axe de ce granite, il existe de petites masses de roches vertes (métandésite ?). Cet argument est assez fragile par le fait que ces petites masses n'ont pas l'ampleur de celles observées dans la série de Mako et que la position anticlinale de la zone où elles ont été observées est hypothétique.

La deuxième solution trouve des arguments plus sérieux :

— Les données de la géophysique (gravimétrie et aéromagnétisme) sont peu favorables à l'existence de masses basiques sous la série du Dialé; d'après l'aéromagnétisme le « socle » de cette série serait une masse granitique située entre 300 et 600 mètres de la surface actuelle : en fait il semble s'agir du « front » de granitisation, et on peut rétorquer que les masses basiques ont pu être complètement absorbées par le granite.

— En admettant que les cipolins surmontent le Birrimien volcanique, nous aurions dû les retrouver dans la série de Mako entre les roches vertes et le conglomérat d'Atak ou de Baraboye.

— Les masses basiques de la série de Mako prennent des dimensions de plus en plus restreintes en allant vers le S E.

Il semble donc, que l'hypothèse d'un domaine volcanique juxtaposé à un domaine franchement sédimentaire soit la plus probable.

N'ayant pu déterminer la stratigraphie et la tectonique de cette série birrimienne de

façon précise, il n'est pas possible de donner sa puissance : on peut toutefois évaluer à plusieurs milliers de mètres la puissance du Birrimien volcanique et à 1000 ou 2000 mètres la puissance du flysch.

C — Le géosynclinal birrimien

Depuis longtemps, il est admis, plus ou moins implicitement, qu'en raison de leur caractère plissé, métamorphique et granité, les formations birrimiennes se sont formées dans des géosynclinaux.

Avant de voir si cette hypothèse s'accorde avec ce que nous avons observé au Sénégal oriental, nous ferons un bref rappel sur les derniers développements de la notion de géosynclinal. J. AUBOIN (1958-1961) s'appuyant sur ses travaux personnels et sur une étude exhaustive des travaux consacrés aux géosynclinaux, a pu dégager quelques idées relativement simples sur leur évolution; nous les résumons très brièvement ci-dessous :

Il faut noter tout d'abord que, dans le cas le plus simple, un géosynclinal est formé par deux sillons, eu et mio-géosynclinaux, séparés par une ride dite miogéanticlinale.

Le sillon eugéosynclinal est en position « interne » : il est le plus éloigné du continent ou plus exactement du craton, aire stable et granitisée. La principale caractéristique de ce sillon est la présence d'un volcanisme ophiolitique précoce.

Le sillon miogéosynclinal borde le craton, en principe il n'est pas affecté par le volcanisme ophiolitique.

Compte tenu de ces définitions, la période de géosynclinal comprend trois stades :

— Un *stade d'individualisation* au cours duquel les éléments fondamentaux : sillons et rides s'individualisent, peut être par le jeu de cassures importantes. Les sillons correspondraient à des graben, les rides à des horsts.

— Un *stade d'état* subdivisé en deux périodes :

Période de vacuité, où la sédimentation est exempte de dépôts terrigènes : elle est pélagique dans les sillons, pélagique ou néritique sur les rides. Au cours de cette période les ophiolites se mettent en place dans le sillon eugéosynclinal.

Période de comblement : dans la zone la plus interne, apparaît une cordillère d'où production de flysch qui comble successivement les sillons eu et miogéosynclinaux.

— Un *stade d'orogénèse terminale* « caractérisé par des mouvements orogéniques et tectogéniques d'où résultent les structures principales de la chaîne ». Ce stade est caractérisé par la « polarité orogénique » : les plissements débutent dans la partie la plus interne et migrent vers les parties externes du géosynclinal.

Enfin, au cours d'une *période tardigéosynclinale* il y aurait formation de molasses, peu ou pas plissées, mise en place d'un volcanisme andésitique accompagné en profondeur d'un plutonisme granodioritique.

Ce schéma peut-il être appliqué au Sénégal Oriental ? il semble qu'effectivement on en retrouve certains traits caractéristiques, mais qu'il existe aussi des différences.

La série de Mako peut être considérée comme représentant le sillon eugéosynclinal, les séries du Dialé et du Daléma correspondant en partie au sillon miogéosynclinal.

La ride miogéosynclinale qui, en principe, sépare ces deux sillons pourrait être représentée par l'alignement des métaandésites, par les cipolins observés à Ibel et par ceux que l'on retrouve en galets dans les conglomérats de Niakabana et de Sadiola. En effet, les métaandésites ne semblent pas correspondre à celles qui, dans le schéma de J. AUBOIN apparaissent pendant la période tardigéosynclinale puisque au Sénégal elles ont subi le métamorphisme et la tectonique du reste de la série. Elles peuvent correspondre au contraire à un volcanisme de cordillère (H. et G. TERMIER 1957). Les cipolins peuvent être

considérés comme des faciès néritiques et, d'après J. AUBOIN, sont fréquents sur les rides.

Les cipolins d'Ilimalo, de Fataïa et les grauwackes calcareuses qui leur sont associées pourraient représenter une autre ride limitant vers l'Est le sillon miogéosynclinal.

Il est possible que les cipolins soient un faciès de ride et qu'ils n'aient pas existé dans l'axe du sillon miogéosynclinal.

La chronologie du géosynclinal birrimien aurait été la suivante :

Stade d'individualisation : les sillons et les rides se forment.

Stade d'état :

— Période de vacuité : les ophiolites se mettent en place dans le sillon eugéosynclinal; sur les rides des calcaires, grès, schistes se déposent accompagnés le long de l'axe Kossanto-Tomborokoto par des volcans andésitiques : il est probable que tous ces volcans sont plus ou moins soumis à l'érosion.

— Période de comblement : au NW de l'actuelle série de Mako, des cordillères apparaissent, immédiatement attaquées par l'érosion dont les produits sont transportés vers la zone externe comblant successivement les sillons internes et externes.

Stade d'orogénèse terminale :

Les plissements apparus au NW, migrent vers le SE et affectent successivement la série de Mako, celle du Dialé, enfin celle du Daléma. La polarité orogénique serait dirigée vers le SE.

Pendant les plissements, des granites orientés peuvent se mettre en place.

Enfin pendant une période tardigéosynclinale, des granodiorites pouvant être accompagnées d'un volcanisme andésitique se seraient mises en place : on connaît effectivement toute une série de granites atectoniques intrusifs dans la série de Mako dont l'un au moins, celui de Badon Sud a été accompagné par des roches effusives (dacites et rhyolites).

Il semble d'ailleurs que les granites nous fournissent une preuve de la polarité orogénique des plissements birrimiens; en effet, d'après les mesures d'âges absolus, les granites atectoniques intrusifs dans la série de Mako sont du même âge que le granite de Saraya syntectonique mis en place dans les séries du Dialé et du Daléma. Ce fait peut s'expliquer assez simplement : alors que les plissements avaient cessé dans la série de Mako, ils se poursuivaient dans les séries du Dialé et du Daléma. La polarité orogénique était donc dirigée du NW vers le SE, c'est-à-dire conformément au schéma de J. AUBOIN depuis les zones internes vers les zones externes.

Cette hypothèse implique que l'on admet le caractère syntectonique du granite orienté. P. LAPADU-HARGUES (1957) considère au contraire que dans bien des cas l'orientation est due à des profondeurs de mise en place importantes et non pas à la tectonique. Nous revenons ultérieurement sur ce problème.

Nous remarquerons pour terminer que, dans le cas d'un géosynclinal simple, on devrait trouver à l'Est de la série du Daléma, c'est-à-dire en avant du sillon miogéosynclinal, un avant pays qui correspondrait au craton. Les renseignements dont nous disposons prouvent que ce n'est pas le cas : il semble que le géosynclinal birrimien se poursuivait par une succession de zones volcaniques ou sédimentaires. Nous aurions donc une série de bicouples (J. AUBOIN, 1962) ou un pan-géosynclinal comme l'ont imaginé les géologues soviétiques BELOUSOV, PEYVE et SINITZYN (*in* J. AUBOIN 1958).

LES GRANITISATIONS AYANT AFFECTÉ LE BIRIMIEN

I — INTRODUCTION

Une partie relativement importante (environ 30 %) de la zone birrimienne est occupée par des granites ou des roches granitoïdes. Ces roches présentent de grandes hétérogénéités au point de vue gisement, pétrographie et structure. Il est tout de même possible de distinguer parmi elles deux grandes catégories :

— Celles qui forment de grands massifs allongés suivant la direction birrimienne : il s'agit le plus souvent de granites orientés et hétérogènes au point de vue pétrographie.

— Celles qui forment de petits massifs discordants; il s'agit de granites ou de granodiorites équants beaucoup plus homogènes.

Ces deux catégories de granites sont définies depuis relativement longtemps en Afrique Occidentale : M. ROQUES (1948) les désigne sous le nom de batholites intrusifs concordants et batholites intrusifs discordants. L. BODIN (151) reprend cette définition et distingue :

— Les granites de type « Baoulé », en grands massifs hybrides migmatitiques qui correspondent aux batholites intrusifs concordants.

— Les granites de type « Bondoukou » ou « Ninakri » pour désigner les granites intrusifs discordants respectivement calcoalcalins ou alcalins.

Enfin récemment, M. ARNOULD (1961) a publié une étude extrêmement complète concernant les granites et les migmatites du Nord Est de la Côte d'Ivoire et de la Haute-Volta méridionale :

Cet auteur essaie d'établir très objectivement une classification pétrologique des granites de cette région, qui offrent un certain nombre d'affinités avec ceux du Sénégal; il aboutit à cette classification après avoir discuté des différents critères qui permettent de classer les roches granitiques. Bien que les problèmes qui se posent au Sénégal au sujet des granitisations soient quelque peu différents de ceux rencontrés en Côte d'Ivoire, nous avons trouvé commode de reprendre à notre compte les points essentiels de cette discussion :

A — Classification pétrographique

La classification chimicominéralogique de A. LACROIX (1933) a été utilisée; la repré-

sentation graphique de cette classification sous forme de diagrammes triangulaires K.C.N. (R. FREY - 1937) a été adoptée.

Les paramètres de NIGGLI ont été également calculés et utilisés pour établir soit le diagramme de « différenciation magmatique » soit le diagramme K. Mg.

Le lecteur trouvera dans le tableau II hors texte, les compositions chimiques des roches analysées, les paramètres de LACROIX et ceux de NIGGLI qui leur correspondent.

B — Classification pétrologique

Classification historique

Ages absolus : Nous disposons de trois mesures effectuées sur les biotites de deux granites de type « Bondoukou » et d'un granite du type « Baoulé ». Les trois mesures ont donné des résultats à peu près semblables variant entre 2011 et 2086 millions d'années. Ces âges sont comparables à ceux trouvés par M. BONHOMME (1962) pour les granitisations « ébur-néennes » ayant traversé le Birrimien de Côte d'Ivoire et probablement liées à la période orogénique de cet étage.

Chronologie stratigraphique : mis à part ceux connus en galets dans les conglomérats birrimiens, tous les granites (ou roches granitoïdes) du Sénégal Oriental sont postérieurs à l'orogénie birrimienne. La présence de Tarkwaïen n'étant pas établie de façon sûre, aucune différenciation ne peut être basée sur cet étage.

Classification d'après le gisement

La distinction faite par M. ROQUES (1948) entre les batholites discordants et les batholites intrusifs concordants reste toujours valable.

— Les premiers sont bien représentés au Sénégal Oriental où l'on ne compte pas moins de 18 massifs de ce type; ils sont par contre de petite taille et ne représentent qu'une faible partie des surfaces granitisées.

— Les seconds occupent une superficie beaucoup plus considérable : ils sont caractérisés par le fait que malgré leurs contours concordants avec la schistosité des terrains encaissants, ils possèdent une bordure intrusive.

Parmi les granites de cette catégorie on peut distinguer deux sous-groupes :

Le granite de Badon-Kakadian, qui s'est mis en place dans la série de Mako dont le caractère intrusif, s'il est net dans la majeure partie du massif, l'est moins dans certaines zones où l'on peut observer de petits panneaux de migmatites.

Les granites mis en place dans les séries du Dialé et du Daléma (granites de Saraya, de Yamoussa) dont le caractère intrusif est constant et ne comportant pas de migmatites, ni extra ni intrabatholitiques.

— A ces deux groupes il faut ajouter un troisième où les granites ne forment pas de batholites homogènes; c'est le complexe granitique du Boboti qui se présente avec des conditions de gisement tout à fait exceptionnelles : sur une zone étendue (orientée suivant la direction birrimienne locale), on peut observer un réseau très serré et très complexe de filons de roches grenues, microgrenues, ou microlithiques, au sein duquel s'individualisent trois petits massifs granitiques.

Classification structurale et tectonique

En Côte d'Ivoire M. ARNOULD a pu distinguer des granites anté, syn et post-tectoniques par rapport à l'orogénie birrimienne.

— Les granites liés à l'orogénie antébirrimienne seront donc par définition anté-tectoniques. Vu sous cet angle le problème de ces granites n'existe pas au Sénégal puisque l'antébirrimien ne semble pas s'y trouver (du moins au niveau de l'érosion actuelle). On peut concevoir pourtant des granites anté-tectoniques correspondant au « granite fondamental » (P. LAPADU-HARGUES 1958). Ce genre de granite, situé à la base de la série cristal-

lophyllienne et entouré par des migmatites, n'est pas connu au Sénégal où les formations birrimiennes ne sont affectées que par un métamorphisme d'épizone, et où les migmatites sont exceptionnelles et toujours très restreintes.

— Les granites syntectoniques, par contre, sont bien représentés : les granites de type « Baoulé » en particulier (L. BODIN 1952) sont caractérisés par un gisement en grands massifs allongés suivant la direction des plissements birrimiens, par une texture orientée et par une pétrographie généralement hétérogène, P. LAPADU-HARGUES (1958) remarque que l'on a souvent attribué un caractère syncinématique aux granites de ce genre, sans avoir vraiment apporté la preuve d'une liaison avec des mouvements. Pouvons-nous fournir des arguments en faveur d'une origine syntectonique ? Une chose est certaine : ces granites ont subi des actions tectoniques; une partie de leurs minéraux témoigne de ces efforts (extinction ondulante, macles tordues, etc...); il est établi d'autre part de façon sûre pour le granite de Saraya et pour la partie nord du granite de Kakadian, que les axes des granitisations correspondent à des axes anticlinaux. Le gisement actuel de ces granites a donc été « contrôlé » par la tectonique.

On peut objecter à ces faits, que le granite a pu être mis en place avant l'orogénèse à la base de la série, et qu'il a été plissé par la suite avec elle : le granite serait donc, non pas syn mais antétectonique. Cette hypothèse n'est pas valable au Sénégal, en effet une mise en place de ce genre implique un caractère « fondamental » à ce granite, il devrait donc être auréolé par des migmatites, ce qui n'est pas le cas. L'étude au microscope montre d'autre part, que les minéraux ont subi l'effort tectonique de façon différentielle. Le microcline, qui semble le minéral le plus tardif ne porte pas en général la trace de cette tectonique; la cristallisation du granite s'est donc effectuée durant une longue période : commencée durant l'orogénie, elle se termine après elle; nous sommes donc en droit de lui attribuer un caractère syntectonique. Nous avons souligné l'extrême hétérogénéité des granites « Baoulé ». Certaines venues d'un même massif peuvent être très orientées, au contraire d'autres peuvent l'être très peu ou pas du tout. Nous avons considéré à la suite de V. MARMO (1956) et D. SOULE de LAFONT (1955) que ces dernières venues s'étaient mises en place tout à fait à la fin de l'orogénie : elles seraient tarditectoniques.

A ces massifs de type Baoulés il faut ajouter le complexe type Boboti qui, bien que de gisement très différent, présente des caractères tardi ou syntectoniques analogues.

— Les granites a ou post tectoniques qui correspondent au type « Bondoukou » de L. BODIN (1952) sont fréquents mais de faible superficie. Ils se caractérisent par leur texture équante, la grande homogénéité à l'intérieur de chaque massif, leurs contacts nets. Ils forment des massifs circonscrits qui recoupent à l'« emporte-pièce » les directions tectoniques des formations birrimiennes.

Classification génétique

— Les granites de type « Baoulé » présentent un certain nombre de caractères qui suggèrent une origine métasomatique : la présence de petits panneaux de migmatites extra ou intrabatholitiques, la feldspathisation des éponges indiquent que, au moins en partie, ces granites ont pu être formés par modification et assimilation des terrains encaissants. Ces granites possèdent des enclaves de roches birrimiennes : la taille de ces enclaves peut varier dans de très larges proportions depuis quelques centimètres jusqu'à plusieurs centaines de mètres. Dans cet ordre d'idée, on peut considérer le panneau d'amphibolite de Bodiara-Konkotou comme une enclave géante. J. DIDIER et M. ROQUES (1960) ont montré que la présence d'enclaves schisteuses, à l'exclusion des enclaves microgrenues impliquent une origine migmatique.

Ces caractéristiques ne correspondent d'ailleurs vraiment qu'au granite de Badon-Kakadian mis en place dans la série de Mako.

Les affinités métasomatiques des granites « Baoulé » mis en place dans les séries du et du Daléma sont beaucoup plus discutables : les panneaux de migmatites sont inconnus, les enclaves (très rares) sont microgrenues et si l'on note quelquefois une feldspathisation

des épontes, le faciès « migmatite » n'est pas connu. L. BODIN (1956) a estimé que le plus caractéristique de ces granites, celui de Saraya, est un granite rhéomorphique « néomagmatique ».

L'origine des venues tarditectoniques semble analogue.

— Le complexe granitique de Boboti possède des caractéristiques franchement magmatiques au moins pour ce qui est de sa partie filonienne où l'on note des roches microlithiques fluidales. Il est possible cependant que les faciès largement grenus dérivent d'une action métasomatique : nous reviendrons ultérieurement sur ce problème.

— Les granites de type « Bondoukou » semblent être d'origine magmatique comme en témoignent leurs plagioclases zonés, leurs contacts très nets, leurs enclaves microgrenues et enfin leur association épisodique avec des roches effusives (granite de Badon sud).

Classification basée sur la saussuritisation des plagioclases

M. ARNOULD (1960) s'est servi de ce critère pour différencier certains des granites de Côte d'Ivoire : pour cet auteur les granites antébirrimiens possèdent des plagioclases séricitisés à « fond limpide » ; il distingue d'autre part les granites saussuritisés d'âge douteux.

P. MICHOT (1948) a proposé une classification des roches granitiques basée sur la présence et sur la nature de la saussurite.

Les granites de la catazone et de la mésozone profonde seraient des granites à plagioclase homogène non saussuritisé.

Les granites de la mésozone auraient des plagioclases à saussurite biotitifère (du moins dans les granites à minéraux magmatiques ferromagnésiens).

Les granites de l'épizone inférieure auraient des plagioclases zonés à saussurite chloritifère.

Les granites de l'épizone supérieure auraient des plagioclases fortement zonés éventuellement saussuritisés (séricite et épidote).

Les observations que nous avons pu faire au Sénégal Oriental ne permettent pas d'utiliser le critère de la saussuritisation pour faire des distinctions supplémentaires dans les granites. On peut remarquer cependant que le granite de Saraya, d'une façon qui semble assez générale, possède des plagioclases « limpides ». Il convient de noter que ce caractère est sans doute dû à la composition « acide » de ces plagioclases et non à une position particulière.

Le granite de Diombaloye qui appartient au massif de Kakadian possède également des plagioclases peu séricitisés en raison de leur composition : albite ou oligoclase acide.

Classification des granites du Sénégal Oriental

Cette classification est basée sur les faits suivants :

— Tous les granites du Sénégal Oriental sont liés à l'orogénie birrimienne : aucune classification « historique » n'est possible.

— Trois grands groupes apparaissent qui peuvent être définis comme suit :

— Le groupe des granites de type Baoulé : batholites, intrusifs, concordants, syn ou tarditectoniques à affinités soit métasomatiques (type Kakadian), soit magmatiques (type Saraya).

— Le groupe correspondant au complexe granitique du Boboti, caractérisé par une mise en place sous forme de filons et de stocks intrusifs concordants.

— Le groupe des granites de type « Bondoukou » en batholites intrusifs, discordants, a ou post-tectoniques à affinités magmatiques.

La classification adoptée est donc la suivante :

- 1 — Type Baoulé (batholites intrusifs, concordants, syn ou tarditectoniques)
 - a) Sous-type Kakadian (affinités métasomatiques)
 - b) Sous-type Saraya (affinités magmatiques)
- 2 — Type Boboti (filons ou stocks, intrusifs, concordants, syn ou tarditectoniques)
- 3 — Type Bondoukou (batholites, intrusifs, discordants a ou post-tectoniques)

II — GRANITES TYPE BAOULE

A — Granites de type Kakadian

1° Introduction

Ces granites forment un massif à peu près continu : le massif de Badon-Kakadian.

Au point de vue superficie, il constitue le massif granitique le plus important du Sénégal : nos levés et ceux de nos collègues de la section prospection, ont pu montrer qu'il s'étendait beaucoup plus au Sud que ne l'indiquaient les anciennes cartes; en fait il forme une bande allongée, plus ou moins régulière, qui s'étend depuis le village de Badon (latitude 12°25') jusqu'au Nord de Sadiola (latitude 15°) où il disparaît sous des grès horizontaux. La largeur de cette zone granitique n'est pas connue dans la partie sud, où le granite disparaît vers l'Ouest sous les formations de la série de la Falémé; au Nord elle peut dépasser une quarantaine de kilomètres. Les contours de ce massif sont souvent très sinueux, de plus il contient fréquemment des panneaux d'amphibolites.

Ce granite est, du point de vue pétrographique, extrêmement hétérogène.

Fréquemment ce « granite » est en réalité une diorite ou une granodiorite. Il existe cependant (en particulier lorsque les faciès sont équants) des granites akéritiques, calcoalcalins et alcalins.

La texture des granites du massif de Badon-Kakadian est généralement orientée : les premiers géologues désignaient sous le nom de « granitogneiss » ces granites. Nous estimons qu'il s'agit de venues syntectoniques. Quelquefois on peut au contraire observer des zones où le granite est peu ou pas orienté et en général plus potassique et plus leucocrate : il semble qu'il s'agisse de venues tarditectoniques.

Pour faciliter l'exposé nous étudierons à part les venues syn et tarditectoniques.

2° Les venues syntectoniques

a) Pétrographie

Sur le terrain on est frappé par l'hétérogénéité de ce granite : les faciès plus ou moins orientés, plus ou moins sombres se succèdent rapidement. D'une façon générale il semble que les faciès les plus sombres soient les plus orientés : ils peuvent même quelquefois prendre l'allure de véritables migmatites, en particulier à l'Est de Sonfara.

Cette règle n'est pas rigoureuse et l'on connaît des faciès leucocrates également très orientés (Sud du granite de Diombaloye, Korindji, Bemmbokoto).

L'étude en lames minces reflète évidemment la grande hétérogénéité déjà vue sur le terrain. *Bien que tous les intermédiaires existent entre eux*, on peut toutefois définir trois types assez différents :

— Un type dioritique ou granodioritique (voir photo 1, planche IV) : au microscope on note une structure grenue avec des restes de cloisons. La cataclase est assez discrète.

Le quartz est souvent à extinction légèrement ondulante, les plagioclases sont abondants : leur composition varie de l'oligoclase acide à l'oligoclase andésine; ils sont xénomorphes ou subautomorphes. Le centre de ces plagioclases est souvent saussuritisé, mais une asymétrie fréquente de la répartition de cette saussurite semble indiquer qu'il y a eu deux générations de plagioclases, dont la plus récente serait la plus acide.

Le microcline est peu ou pas du tout représenté, un certain nombre de plagioclases renferment toutefois de l'antiperthite.

Les « cloisons » sont formées par la biotite souvent de couleur verte, de l'épidote, de la hornblende et, plus rarement, par du sphène. Dans une lame mince on note des pyroxènes.

— Un type akéritique ou exceptionnellement calco-alcalin contenant souvent des porphyroblastes de microcline (voir photo 2, planche IV).

Au microscope, ces granites sont souvent marqués par une structure étirée, quelquefois en mortier : le quartz souvent en réseau (voir photo 4, planche IV), est à extinction ondulante; les plagioclases sont sub-automorphes, il s'agit d'oligo-andésine ou oligoclase acide. Le cœur de ces plagioclases est souvent fortement saussuritisé. On remarque de petites plages d'albite très fraîche à proximité des microclines. Ce dernier minéral est souvent d'aspect insinuant ou poécilithique. Il moule ou englobe les plagioclases et même le quartz. La myrmékite est fréquente la perthite exceptionnelle. On rencontre également de la biotite chloritisée, de l'épidote et assez rarement de la hornblende. Ces minéraux peuvent être groupés.

La structure de ces granites suggère que le microcline est un minéral plus « récent » que les autres. Il semble que ce genre de roche dérive des granodiorites décrites plus haut par métasomatose potassique. Le fait que cette métasomatose soit liée à des faciès relativement étirés est caractéristique. V. MARMO (1956) a noté cette liaison en Sierra-Léone et en Finlande : il estime que les venues potassiques ont utilisé les fractures pour se mettre en place.

— Le troisième type est akéritique ou calco-alcalin.

La structure de ce type de granite est également marquée par la cataclase; plagioclases (oligoclase, 25 % An) et microcline sont en quantité à peu près équivalente. Si ce dernier minéral garde toujours un aspect insinuant, ce caractère est assez peu marqué et les plages de ce minéral sont généralement de forme assez compacte et légèrement perthitiques. La chlorobiotite, l'épidote, la hornblende et exceptionnellement la calcite constituent les minéraux accessoires de ce type de roche.

En soulignant une nouvelle fois que tous les intermédiaires peuvent être rencontrés entre ces trois types de roches et que les imbrications entre les différents faciès sont la règle générale, nous donnons les zones où chacun de ces trois types est rencontré le plus fréquemment :

— Les diorites ou les granodiorites se rencontrent le plus souvent en bordure des grandes masses basiques de la série de Mako.

— Les granites akéritiques étirés, à porphyroblastes de microcline sont associés aux diorites et aux granodiorites précédentes. D'une façon générale elles ne forment pas de masses continues mais des traînées plus ou moins diffuses qui semblent recouper les diorites. Il semble que la métasomatose potassique ait affecté les zones où l'étirement et la cataclase étaient le plus marquées et qu'il y ait eu ainsi que l'a noté V. MARMO (1956) une granitisation des diorites. F. WITSCHARD (1961) a pu cartographier au 1/100.000^e l'extension de ce type de granite.

— Le troisième type se rencontre le long de la bordure avec la série de la Falémé et dans la zone malienne où il peut être observé en de multiples affleurements. Aux environs de Korinndji, il contient un panneau de migmatites bien développé.

b) *Mise en place*

Le mode de mise en place de ces venues syntectoniques est extrêmement varié :

— A 8 kilomètres au NW de Konkotou, elle s'effectue sous forme d'un chevelu de filonnets granitiques *équants* dans les amphibolites qui deviennent très compactes. Deux kilomètres au Sud de Yelimalo on note un contact analogue avec des quartzites à biotite et amphibole. Une lame mince a montré un contact parfaitement net : fait curieux, les plagioclases du filonnet granitique sont légèrement zonés.

— Quatre kilomètres au S E de Konkotou le contact se fait de façon différente : entre le granite et l'amphibolite massive on observe une zone d'une cinquantaine de mètres où cette dernière est injectée par des lames de granite de 0,50 à 2 mètres de puissance concordantes avec la direction générale du contact. Le granite ne semble avoir subi aucun endomorphisme.

— Aux environs de Moussala, sur la piste de Konkotou, on remarque que sur environ 200 mètres à partir du contact avec le granite, les schistes deviennent plus sombres, se plissent finement et sont injectés lit par lit par de petits filonnets de matière granitique donnant ainsi un faciès épibolite.

— A l'Ouest de Konkotou, au Nord de Tonkouto, au SW de Kakadian, on peut observer quelquefois de véritables migmatites : les amphibolites sont progressivement imprégnées par des filonnets quartzo-feldspathiques donnant quelquefois de beaux plis *ptygmatisques*. Ces faciès migmatitiques ne sont jamais très développés.

Les faciès pétrographiques des granites sont trop nombreux et les contacts observés trop rares pour que nous puissions attribuer tel ou tel type de contact à un faciès granitique déterminé; cependant, d'une façon générale il semble que les zones de migmatites soient le plus fréquemment associées avec les faciès dioritiques ou granodioritiques. Remarquons enfin que le granite semble avoir « absorbé » facilement les *grauwackes* et les schistes de la série de Mako, alors qu'au contraire les masses basiques subsistent sous forme de panneaux ou de grandes enclaves.

c) *Cortège filonien*

Les venues syntectoniques possèdent un cortège abondant d'aprites, de microgranites plus ou moins porphyriques et de filons de quartz. Les granites à porphyroblastes de microcline peuvent être associés avec des pegmatites (Baledji, Madina-Foulbé).

Aplites et microgranites peuvent être ou non orientés; la plupart du temps les filons se sont mis en place en concordance dans les terrains encaissants. Il semble que les aplites se soient individualisées après le granite qu'elles recoupent. Au contraire les microgranites semblent se comporter comme des filons « *avants coureurs* » du granite qu'ils ne recoupent pas.

Les filons de quartz sont nombreux et se rencontrent aussi bien à l'extérieur qu'à l'intérieur du granite.

3° Les venues tarditectoniques

Sous ce terme nous avons groupé les granites du massif de Kakadian, qui sont peu ou pas orientés et plus franchement potassiques que le reste du massif. Nous avons estimé qu'ils s'étaient individualisés plus tardivement que les venues syntectoniques, d'une part à cause de leur caractère *équant* et de leur cataclase à peine marquée, ce qui suggère qu'au moment de leur mise en place les mouvements orogéniques étaient achevés ou tout au moins fortement atténués, d'autre part, à cause de leur composition calcoalcaline ou franchement alcaline qui leur confère un caractère plus évolué. Ces venues tarditectoniques sont plus ou moins bien individualisées et peuvent se rencontrer aussi bien à l'intérieur que sur les bordures du massif granitique de Badon Kakadian (voir énumération et description *in* J. P. BASSOT 1960). Nous décrirons ici la plus intéressante d'entre elles : le granite de Diombaloye.

Ce granite se situe sur la bordure NW du massif de Badon-Kakadian; sa forme est assez

curieuse : au Nord du marigot Kobakoye, il constitue une ellipse très régulière; à la hauteur de ce marigot un étranglement rattache cette ellipse à une autre masse granitique aux contours arrondis. La masse nord est intrusive dans des schistes ou des gneiss birrimiens, la masse sud est mise en place dans le granite de Kakadian qui, à cet endroit a un faciès très orienté (presqu'embranchitique et très potassique).

a) *Pétrographie du granite de Diombaloye*

Ce granite est équant et donne une impression d'homogénéité, bien qu'une zone de quelques centaines de mètres le long de ses bordures soit orientée et à tendance porphyroblastique.

Le granite équant recoupe le granite à porphyroblastes (Y. PERONNE 1961).

Ces différences sont d'ailleurs mieux visibles sur le terrain qu'au microscope où ce granite se montre d'une grande unité;

La structure est grenue. Le quartz se présente en grandes plages monocristallines à extinction quelquefois légèrement ondulante. Le plagioclase (oligoclase acide) est limpide, automorphe ou subautomorphe. Le microcline a un aspect insinuant et poecilithique peu marqué : il forme souvent des plages homogènes présentant la macle de Carlsbad. La perthite (en film ou tigrée) est fréquente. Les minéraux accessoires sont : la biotite, la muscovite et, exceptionnellement, la hornblende et l'épidote.

Les analyses chimiques des échantillons 920 et 921 (voir tableau II hors texte) prouvent qu'il s'agit de granite alcalin, à tendance potassique (920) ou sodique (921).

b) *Mise en place de ce granite*

Notons tout d'abord que ce granite semble d'être mis en place dans une structure anticlinale : la bordure de la masse nord, bien que nette sur le terrain et sur photos aériennes, est concordante avec les schistes et les gneiss qui l'entourent. Les pendages de ceux-ci sont dirigés vers l'extérieur du granite qui occupe donc le cœur d'un dôme anticlinal.

Au Sud, d'après un renseignement de J. GRAVEISTEIN, les pendages observés dans le granite à faciès « embréchite » (qui constitue le terrain encaissant) prouvent que la masse sud est également en position de dôme anticlinal.

Le contact avec les formations encaissantes n'a été vu que dans la zone de l'étranglement : on passe progressivement en se rapprochant du granite équant, d'un gneiss à un granite très orienté à porphyroblastes de microcline. Ce granite est pénétré par des veines de granite équant de plus en plus nombreuses : on passe ainsi au granite de Diombaloye.

D'une façon générale la mise en place de ce granite est marquée par les deux faits suivants :

— Le granite de Diombaloye s'est mis en place dans une zone où la métasomatose potassique est intense : gneiss à microcline (avec lentilles de granite rose orienté à deux micas) au Nord, granite très orienté avec porphyroblastes de microcline au Sud; le passage entre gneiss et granite orienté se fait progressivement : il s'agit de deux stades d'intensité différente du même phénomène. Remarquons que cette zone est dans le prolongement direct des granites akéritiques, à microcline insinuant ou à porphyroblastes, dont nous avons donné la description au paragraphe précédent.

— Sur le terrain et sur photos aériennes la limite du granite de Diombaloye est nette : il ne semble donc pas que la métasomatose potassique des terrains encaissants puisse être considérée comme un phénomène d'exomorphisme de ce granite. Cette hypothèse est appuyée par l'observation (voir ci-dessus) faite dans la zone de l'étranglement où des filons de granite équant recoupent le granite orienté à porphyroblastes de microcline.

La mise en place du granite de Diombaloye peut s'imaginer de la façon suivante : dans une zone privilégiée se trouvant en position anticlinale (sans doute au-dessus de la partie apicale du granite de Kakadian qui, remarquons-le, s'ennevoie vers le Nord) les terrains birrimiens sont soumis à une intense métasomatose potassique liée à une phase ultime de la mise en place des venues granitiques syntectoniques.

Un peu plus tardivement, sans doute tout à fait à la fin de l'orogénie, le granite de

Diombaloye se met en place dans cette zone privilégiée : il y a discontinuité entre la première métasomatose potassique et la mise en place du granite.

V. MARMO (1956) a noté en Sierra-Léone cette association de granites tarditectoniques avec les zones à forte métasomatose potassique, à faciès porphyroblastiques. Il explique la position fréquente en « dôme intrusif » de ces roches par le fait que l'apport potassique a provoqué une augmentation du volume de la roche qui se comportait dès lors comme un corps intrusif.

On peut se demander si le granite de Diombaloye s'est mis en place sous forme de magma ou s'il est l'aboutissement de processus métasomatiques. V. MARMO (1956-58) qui a étudié cette question en Sierra-Léone, admet que le gisement et la mise en place sont en faveur d'une origine magmatique mais que minéralogiquement (en particulier à cause de la présence du microcline) l'hypothèse métasomatique convient mieux. Nous n'avons pu réunir assez d'éléments pour résoudre cette question; nous remarquerons cependant que, contrairement à ce qui a été observé dans les zones à métasomatose potassique, les microclines du granite de Diombaloye présentent la macle de CARLSBAD. S'agit-il d'orthose transformée tardivement en microcline ?

c) *Cortège filonien*

Le granite de Diombaloye (ainsi d'ailleurs que les autres granites tarditectoniques) se signale par un cortège de nombreux filons de pegmatite à muscovite, tourmaline et grenats. Cette richesse en pegmatite fait contraste avec la rareté de ces formations autour des venues syntectoniques qui, mis à part les faciès à métasomatose potassique, en sont presque entièrement dépourvues.

Ces pegmatites posent d'ailleurs un problème : en effet mes itinéraires, ceux du géologue Y. PERONNE (1960), ont montré que l'on retrouvait des filons de ces roches jusqu'à 6 kilomètres des derniers affleurements du granite de Diombaloye. Ces distances sont beaucoup plus grandes que celles observées couramment : en général le cortège des pegmatites externes ne s'éloigne pas à plus de 1 kilomètre de la bordure d'un granite. On est donc en droit de penser qu'une partie des pegmatites ne sont pas liées directement au granite de Diombaloye mais que probablement leur mise en place est contemporaine de la métasomatose potassique.

Le granite possède cependant son propre cortège pegmatitique puisque sur les bordures internes du granite on trouve des pegmatites graphiques.

4° *Caractéristiques chimiques des granites du massif de Kakadian*

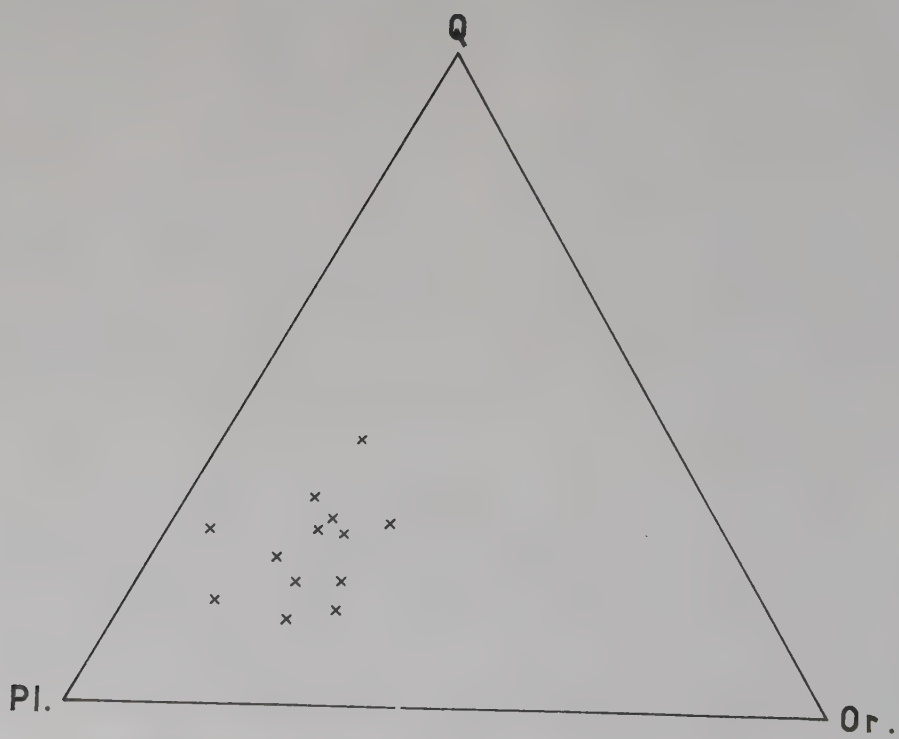
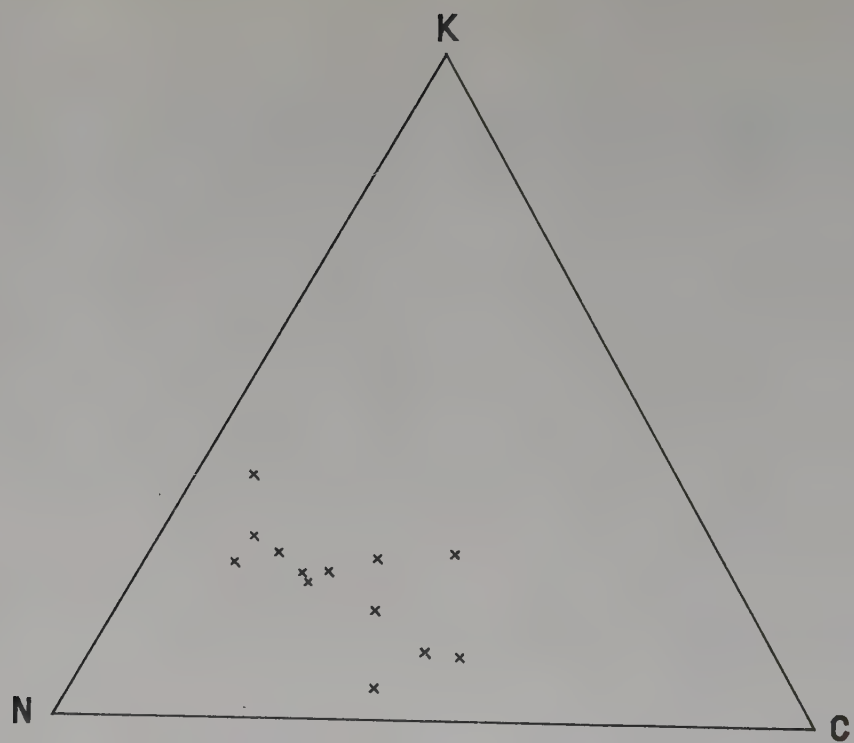
Nous disposons de 14 analyses chimiques provenant de ce massif; les résultats de ces analyses reflètent l'hétérogénéité de ce massif : les compositions varient depuis la diorite jusqu'au granite alcalin.

Nous avons construit les diagrammes K. C. N.; Q. Pl. Or. K. Mg et le diagramme de « différenciation magmatique » de NIGGLI (voir figures 9 et 10). Ces diverses représentations graphiques montrent que sous une hétérogénéité apparente, une certaine continuité se dégage entre toutes ces roches : il semble que l'on ait une série évolutive depuis les diorites jusqu'aux granites alcalins.

5° *Conclusions générales sur les granites du massif de Badon-Kakadian*

Ces venues granitiques sont extrêmement hétérogènes tant du point de vue chimique que pétrographique; on peut cependant y distinguer une évolution continue dans le temps :

Les faciès dioritiques ou granodioritiques semblent représenter les témoins de la première phase de la granitisation ou plutôt, ainsi que le fait remarquer V. MARMO (1956), de la « dioritisation ». Doit-on penser que la pauvreté en potasse de ces premiers « granites » reflète celle des terrains où ils se sont mis en place, ou, au contraire, adopter une position extrême, telle que celle de V. MARMO qui estime que la potasse et la silice contenues dans les sédiments « dioritisés » sont chassées vers le haut ?



GRANITES TYPE BAOULÉ (sous type Kakadian)

FIG. 9

TABLEAU III

	Schiste sériciteux	Amphi- bolite	Diorite ech. 744	Granite ech. 794	Granite ech. 915	Granite ech. 920
Si	68,4	48,5	64,2	66,7	67,2	69,2
Al	18,0	17,6	17,7	15,5	15,6	15,0
Fe ³⁺	1,4	2,5	1,1	0,9	0,7	0,4
Fe ²⁺	2,1	7,2	0,8	0,8	0,5	0,3
Mg	2,9	6,4	0,9	0,9	0,7	0,1
Ca	0,3	11,5	4,3	1,9	2,0	0,8
Na	4,1	5,1	9,7	8,7	8,9	8,5
K	2,1	0,4	1,0	4,2	4,0	5,5
Ti	0,3	0,7	0,2	0,1	0,1	0,7
P	0,1	0,0	0,1	0,0	0,1	0,1
Mn	0,1	0,2	0,3	0,1	0,0	0,0

Ech. 744 Diorite
(type dioritique ou granodioritique)
syntectonique

Ech. 915 Granite akéritique
(type à microcline en plages
homogènes)
syntectonique

Ech. 794 Granite akéritique
(type à porphyroblastes de
microcline)
syntectonique

Ech. 920 Granite alcalin
tarditectonique

Notre étude ne permet pas de prendre partie; nous remarquerons cependant que les roches basiques de la série de Mako sont hypopotassiques.

— Une deuxième phase de la granitisation est représentée par la métasomatose potassique qui semble affecter les zones les plus étirées, mais qui s'est sans doute produite assez tardivement, alors que les principaux mouvements orogéniques étaient bien atténués puisque le microcline ne porte que très rarement les traces d'étirements. Cette métasomatose provoque la « granitisation » des diorites déjà individualisées, mais elle peut également envahir directement les terrains encaissants, c'est ce qui s'est passé dans la zone autour du granite de Diombaloye.

— Enfin, dans une dernière phase sans doute contemporaine de la fin de l'orogénie, se mettent en place des granites plus légers à tendance alcaline qui, contrairement aux précédents, peuvent avoir passé par un état « magmatique ».

Le tableau III ci-contre donne les compositions chimiques (en unités monométalliques selon l'expression de P. LAFFITTE, 1957) de deux roches de la série de Mako (une amphibolite et un schiste) et des différentes catégories de granite.

D'une façon générale il semble y avoir eu un apport de sodium et, suivant le cas, de potasse et de silice.

Il y a eu départ de fer, de magnésium et beaucoup moins nettement de chaux.

B — Granites de type Saraya

1° Introduction

Deux massifs granitiques de type Saraya se sont mis en place dans les séries du Dialé et du Daléma : le granite de Saraya et le granite de Yamoussa.

Ces granites sont, mis à part leurs dimensions, tout à fait semblables, il s'agit de granites orientés, relativement homogènes et leucocrates, probablement syntectoniques.

2° Le granite de Saraya

Ce granite forme une masse allongée orientée N.NE de près de 100 kilomètres de longueur : au Nord il s'ennoie dans les terrains birrimiens, au Sud il disparaît sous les grès horizontaux de la série de Ségou-MadinaKouta.

Sa largeur est variable : au Sud, où l'on note une digitation aux environs de Nafadji, elle atteint une quarantaine de kilomètres; elle diminue ensuite progressivement en allant vers le Nord. Malgré la pénélplanation et la latérite, les dimensions de ce granite sont relativement faciles à déterminer : au Nord la latérite est découpée par la Falémé, partout ailleurs elle prend un aspect particulier : elle contient en effet beaucoup d'éléments granitiques imparfaitement altérés qui, en certains endroits, forment une sorte d'arène secondaire.

Ce granite a été étudié en détail au cours de différentes missions de prospection (J. LEHINGUE 1955, D. SOULE de LAFONT 1955, 1956, Y. PERONNE, 1957). D. SOULE de LAFONT (1955) a pu distinguer des venues syn et tarditectoniques; bien que nous soyons en plein accord à ce sujet avec cet auteur, nous étudierons ces diverses venues ensemble car, contrairement à ce qui se passe dans le massif granitique de Badon-Kakadian, les venues tarditectoniques n'offrent pas une individualité très marquée.

a) Pétrographie

Ainsi que nous l'avons souligné, le granite de Saraya est relativement homogène au point de vue pétrographique : on y rencontre jamais de migmatites qu'elles soient intra ou extra batholitiques; les enclaves y sont très rares et microgrenues.

Une étude attentive permet toutefois de distinguer plusieurs types pétrographiques.

— Granite à biotite

Ce faciès occupe la partie méridionale du massif, on le retrouve également le long de

la bordure ouest jusqu'à la hauteur du 13° parallèle. Sur le terrain il semble assez compact et sa texture relativement peu orientée.

Au microscope on observe du quartz en grandes plages à extinction ondulante, des plagioclases (oligoclase acide) subautomorphes très frais, quelquefois zonés, pouvant montrer des traces d'étirement, du microcline en plages assez homogènes mais à allure insinuante, de la biotite vert olive, enfin, exceptionnellement, de la hornblende verte et du sphène.

Une analyse chimique faite sur l'échantillon 1665 (prélevé à l'Ouest de Bimbou) montre qu'il s'agit d'un granite calco-alkalin à tendance granodioritique (voir tableau II hors texte).

— *Granite à biotite et muscovite*

C'est un faciès très répandu : il semble plus orienté que le faciès à biotite seule.

Au microscope la muscovite semble largement dominante mais, ainsi que le fait remarquer D. SOULE de LAFONT, certains « micas blancs » peuvent représenter de la biotite défermée. Les micas forment des lits plus ou moins continus et peuvent porter des traces d'étirement. Le quartz est à extinction ondulante et assez abondant. Le plagioclase (albite ou oligoclase acide) est quelquefois cassé ou possède des macles tordues.

Le microcline abondant semble insinuant ou même poecilithique.

Une analyse chimique faite sur un échantillon prélevé à Saraya (voir tableau II hors texte) montre qu'il s'agit d'un granite monzonitique.

— *Granite à muscovite seule* (voir photo 3, planche IV)

Ce type de granite qui semble le plus leucocrate se situe principalement dans la partie nord du massif, mais on le rencontre également assez fréquemment dans les zones où le granite à deux micas est prédominant.

— *Granite à muscovite et tourmaline*

En fait ce granite à muscovite et tourmaline présente deux faciès légèrement différents : l'un est à grain fin et non orienté, l'autre est à grain plus grossier et peut être légèrement orienté.

En lame mince on peut se rendre compte que la tourmaline (de couleur vert foncé) est sans doute le dernier minéral à être cristallisé : elle est poecilithique et englobe le quartz et les feldspaths.

Ce granite à muscovite et tourmaline semble plus tardif que le granite de Saraya, qu'il recoupe dans la région de Diabéri et plus au Nord dans la zone d'Ilimalo (ces faits ont d'ailleurs été signalés par D. SOULE de LAFONT). Il se rencontre :

- en filons dans la partie nord du massif.
- le long de la bordure orientale de l'apophyse de Nafadji où J. LEHINGUE (1955) estime qu'il peut former une bande continue d'une dizaine de kilomètres de longueur.
- sur la bordure S W du massif de Saraya, dans la région de Sakouya.

D. SOULE de LAFONT (1955) fait remarquer que les filons de granite à tourmaline sont tout à fait semblables à ceux considérés en Sierra-Léone comme « late kinematic ». Les faciès plus largement grenus semblent également pouvoir être considérés comme tardifs : il semble que leur position et leur composition puisse les faire considérer comme le terme final du granite de Saraya.

— *Granodiorite à amphibole de la région de Moussala*

Il s'agit d'un petit granite isolé au Nord de la terminaison du granite de Saraya. Cette roche orientée est assez hétérogène : la proportion des ferromagnésiens (hornblende et biotite) pouvant varier dans d'assez larges limites. D'après Y. PÉRONNE (1957) cette roche serait légèrement antérieure au granite de Saraya : elle est recoupée par des pegmatites qui semblent dériver de ce granite.

— *Granite à biotite et amphibole de Dar-Salam*

Ce granite est peu ou pas orienté : c'est une roche gris-clair, d'aspect homogène, mais qui contient des enclaves d'allures microgrenues.

Au microscope on observe du quartz, des plagioclases subautomorphes très séricitisés non reconnaissables, mis à part quelques albites de recristallisation, du microcline en plages assez trapues, de la biotite très pléochroïque, de la hornblende verte.

Une analyse faite sur l'échantillon 1571 provenant de la sortie sud de Dar-Salam donne une composition de granite akéritique à tendance plauénite (voir tableau II hors texte).

Ce granite peut être plus basique : D. SOULE de LAFONT (1955) le considère comme une granodiorite qui, en raison de sa position et de son caractère peu orienté, serait tarditectonique. Cet auteur compare ce granite de Dar-Salam avec la granodiorite qui affleure sur la Falémé en aval d'Ilimalo.

Bien que nous soyons d'accord pour considérer cette dernière roche comme tardive, nous préférons l'étudier avec les granites de Madina-Bafé et du Boboti, car nous estimons que ces trois masses granitoïdes ont une position structurale particulière.

b) *Satellites filoniens*

Signalons tout d'abord l'existence de filons de granites orientés ou pas que l'on peut rencontrer jusqu'à plus de 1 kilomètre de la masse granitique principale. Ces filons sont concordants avec le terrain encaissant.

— Filons de quartz : extrêmement rares à l'intérieur du massif, ils sont au contraire très fréquents à l'extérieur. Lorsqu'ils sont peu éloignés du granite, ils peuvent contenir de la tourmaline, et de la muscovite (filons de haute température); la tourmaline peut quelquefois être si abondante qu'elle forme de véritables tourmalinites. Plus éloignés ils sont caractérisés par un quartz géodique de basse température.

— Pegmatites : D. SOULE de LAFONT (1958) a donné une étude des pegmatites à l'échelle du massif de Saraya. Parmi les divers faciès de ces formations, il a pu établir une zonéographie. De l'intérieur vers l'extérieur du massif il distingue :

- Pegmatites à biotite : filonnets très minces au cœur du massif de granite.
- Pegmatites à biotite, muscovite, tourmaline fréquentes dans le granite à hauteur de Bimbou.
- Pegmatites à muscovite et tourmaline occupant dans le Nord du granite de Saraya une position marginale ou externe.
- Pegmatites à spodumène, localisées à la partie apicale de petits massifs tarditectoniques ou d'apophyses du grand massif.
- Les greisens (minéralisés en cassitérite) auraient la même position que les pegmatites à spodumène.

c) *Mise en place*

La mise en place de ce granite n'a pu être observée avec précision que dans sa partie nord où la latérite est suffisamment décapée pour permettre les observations.

D'une façon générale, le granite de Saraya semble s'être mis en place dans une zone anticlinale dont l'axe plonge vers le NE, ce qui provoque l'ennoïement du granite dans cette direction. On peut constater que dans cette zone d'ennoïement, le plan d'orientation du granite (concordant avec celui des terrains encaissants) est peu incliné sur l'horizontale et souvent dirigé vers le NE ou le NW.

Le contact granite-terrains encaissants a pu être observé dans cette zone nord; il est du type intrusif concordant :

Le caractère intrusif est marqué par la netteté du contact : pas de migmatisation ou de feldspathisation des épontes le granite, même lorsqu'il est intrusif dans des roches calcaires, ne présente pas de trace d'endomorphisme. Le métamorphisme de contact est net : présence de biotite dans les schistes, et de minéraux tels que diopside, anorthite, idocrase, dans les roches calcaires. Le caractère concordant du granite est flagrant sur une carte à

petite échelle; dans la zone nord il a pu être vu sur le terrain : le plan de contact granite-schiste est concordant au plan de schistosité des schistes et à celui de l'orientation du granite. R. GAUTIER et G. TROLY (1957) ont pu observer que l'axe de linéarité du granite se confond avec le « pitch » des plissements des terrains métamorphiques.

Vers le Sud le contact avec les terrains encaissants n'a pas été observé : on constate toutefois que le plan d'orientation du granite (concordant avec celui des terrains encaissants) est très redressé; ce fait s'explique si l'on admet que, contrairement à ce qui se passe dans la zone nord où le contact granite-terrain encaissant s'observe sur le sommet de la structure anticlinale où s'est mis en place le granite, dans la zone sud, le contact est observé sur les flancs de cette structure.

Mis à part l'apophyse de Nafadji qui constitue un cas particulier, on peut considérer que le granite à biotite du Sud constitue un faciès profond du corps granitique, tandis que les faciès plus alcalins du Nord en représentent la partie supérieure ou apicale.

Ce mode de mise en place, l'homogénéité relative de sa composition, permettent de penser que le granite de Saraya n'est pas un granite migmatitique. L. BODIN (1956) estime qu'il s'agit d'un granite rhéomorphique mis en place assez tardivement au cours de l'orogénie birrimienne :

« On peut imaginer qu'à partir d'une première phase liquide ayant agi dès le début des plissements sur les arkoses du Birrimien inférieur, roches éminemment favorables à la granitisation, il s'est formé un matériel essentiellement sialique et qu'au moment des paroxysmes, tout ce matériel, plus ou moins mobilisé a été soulevé jusque dans la mézozone où il s'est durci en se refroidissant, et en donnant les granites migmatitiques avec leur cortège de migmatites. Puis, lors des derniers plissements, sous l'action du rhéomorphisme très poussé, les derniers granites, plus acides et plus alcalins que les précédents, ont été expulsés et ont pris une apparence plus nette d'intrusivité, sans aller toutefois jusqu'au stade de diapirisme qui caractérise les granites post-tectoniques ayant atteint l'épizone ».

Cette hypothèse peut être acceptée dans la mesure où on ne la considère que comme un schéma approximatif; les choses semblent singulièrement plus complexes : il semble qu'il y ait eu au moins trois venues successives :

- La granodiorite de Moussala située à l'extrémité nord du massif de Saraya représenterait une des premières venues.
- La grande masse du granite viendrait ensuite.
- Les venues peu ou pas orientées (granites à tourmaline, granite à amphibole Dar-Salam), seraient les plus jeunes.

Il faut considérer également que chacune de ces venues a pu être modifiée au cours de sa mise en place par des métasomatoses : les parties les plus élevées du corps granitique ont certainement été enrichies en potassium.

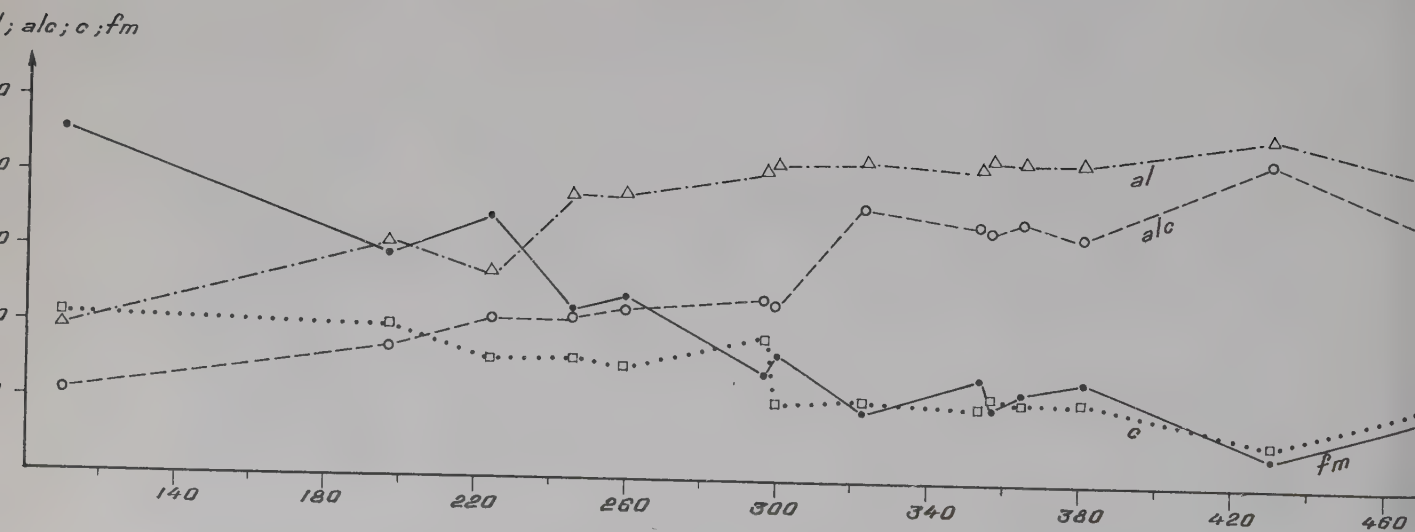
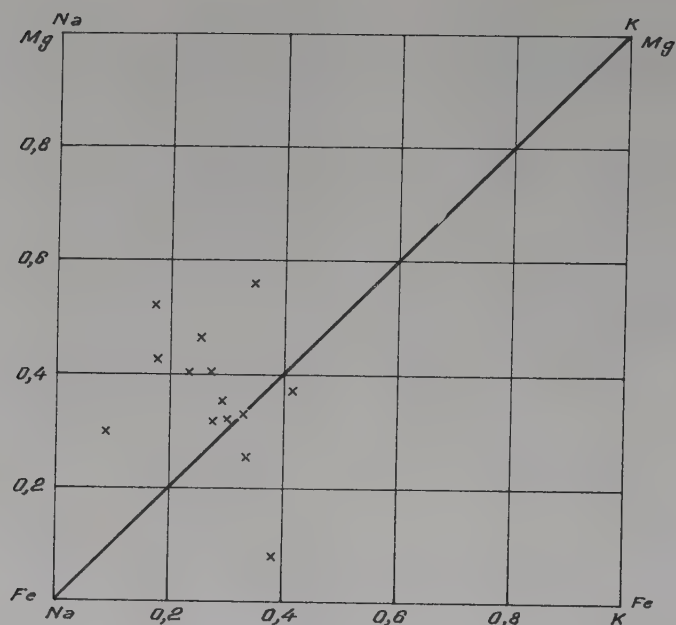
Nous signalerons enfin l'existence de grandes fractures parallèles à la direction générale du massif : bien qu'elles aient pu rejouer à une époque relativement récente, on peut estimer qu'elles sont plus ou moins contemporaines de la mise en place du granite qui devait donc posséder, dès cette époque, une certaine rigidité.

3° Le granite de Yamoussa

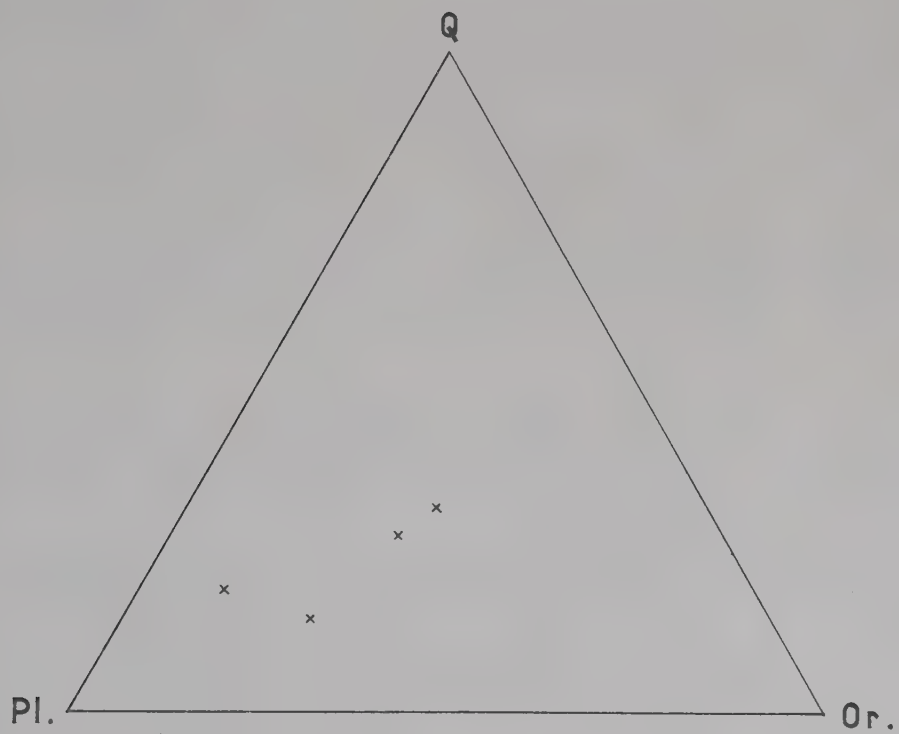
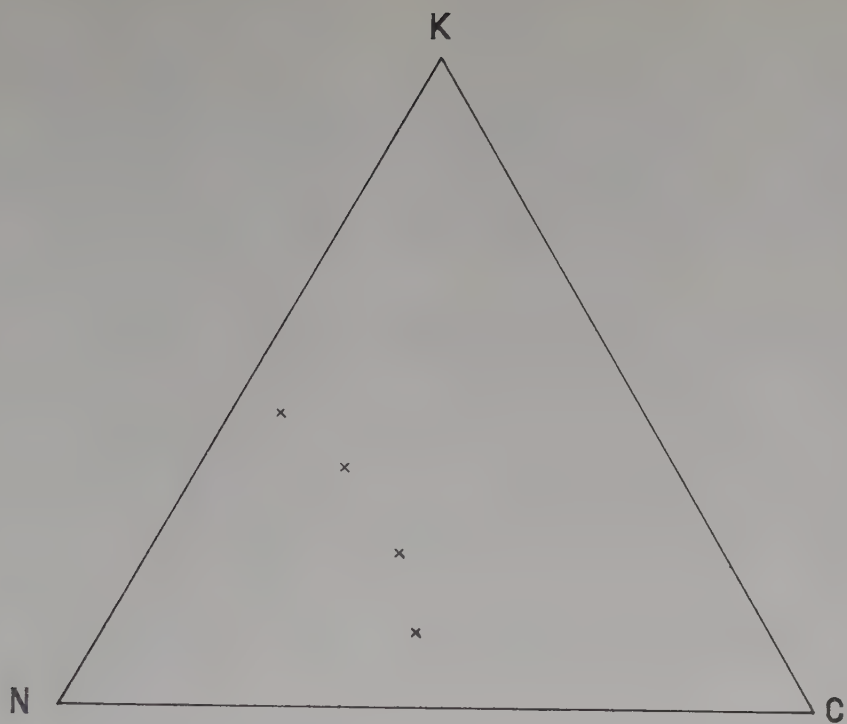
Ce granite forme un petit massif orienté N. NE, d'une vingtaine de kilomètres de long sur 5 à 6 de large. Ce granite affleure rarement en dehors du lit mineur de la Gambie et du Tiokoye. Vers le Nord il s'ennoie dans le Birrimien, vers le Sud il disparaît sous les séries horizontales de Mali et de Ségou-MadinaKouta : sur sa bordure ouest sa mise en place s'est accompagnée d'un cortège filonien d'aphtes et de microgranites.

a) Pétrographie

La plus grande partie du granite de Yamoussa semble constituée par un granite à biotite orienté assez analogue à celui rencontré dans la partie méridionale du massif de Saraya. Il semble toutefois que la cataclase soit plus nette : au microscope on distingue :

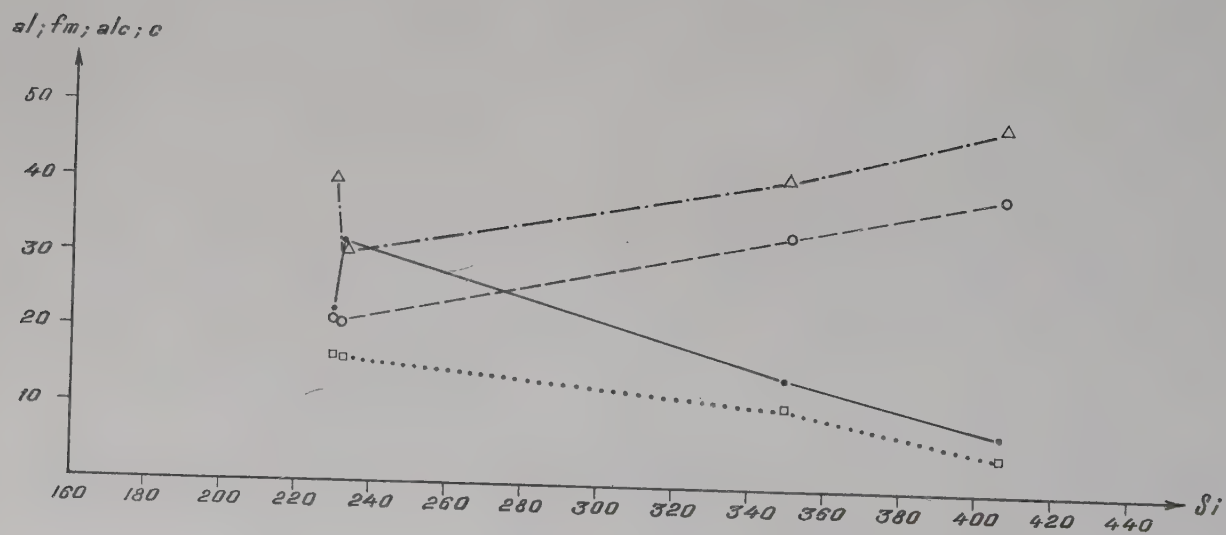
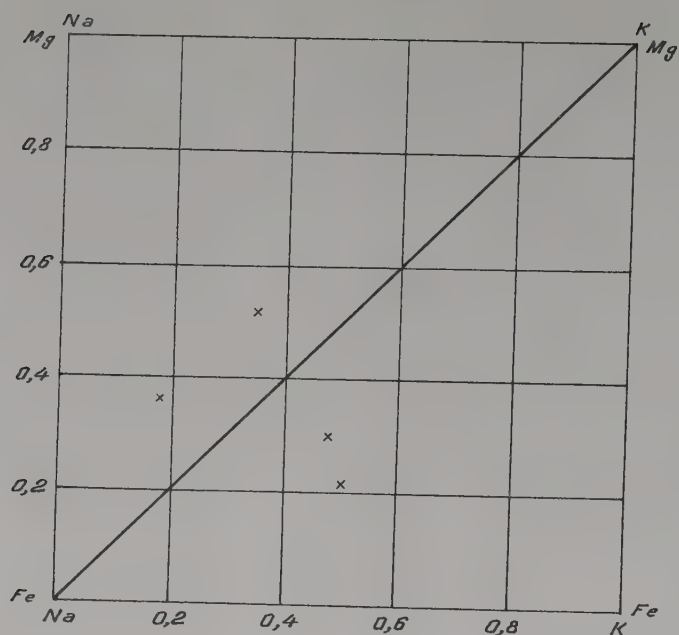


VARIATION DES PARAMÈTRES DE NIGGLI
Granite de type Baoulé (sous type Kakadian)



GRANITES TYPE BAOULE (sous type Saraya)

FIG. 11



VARIATION DES PARAMÈTRES DE NIGGLI
Granite de type Baoulé (sous type Saraya)

— Du quartz souvent en grandes plages monocristallines à extinction ondulante. Des plagioclases (oligoclase acide) en plages subautomorphes, rarement cassées. Du microcline en grandes plages poecilithiques. De la biotite. De l'apatite et du zircon.

Sur sa bordure (ouest et sud) est le granite devient plus leucocrate : la muscovite remplace partiellement la biotite; de plus la roche est moins orientée, la tourmaline est fréquente. Il semble qu'il s'agisse d'un faciès de bordure analogue à celui qui borde le granite de Saraya aux environs de Sakouya.

b) *Satellites filoniens*

— Signalons tout d'abord les filons de quartz à tourmaline injectés dans les terrains encaissants à proximité du contact : ils sont particulièrement nombreux sur la partie nord ouest du granite.

— Les pegmatites semblent assez rares (du moins dans les affleurements visibles); elles sont à muscovite et tourmaline.

— Les formations birrimiennes bordant le granite sur sa partie ouest contiennent un grand nombre de filons d'aplite et d'aplogranites très leucocrates et pauvres en micas. Ces roches sont à tendance dioritique : le feldspath potassique est peu fréquent. Les faciès les plus leucocrates et pauvres en micas se distinguent difficilement sur le terrain, des grès et des arkoses de la série de Mali qui les surmonte.

Certaines microdiorites peuvent contenir de la hornblende verte; elles sont rencontrées à proximité des cipolins birrimiens : elles peuvent représenter des formes d'endomorphisme du magma aplogranitique. Ce magma serait relativement tardif.

c) *Mise en place*

Le contact précis du granite avec ses formations encaissantes n'a jamais été vu mais seulement approché à quelques dizaines de mètres près : le métamorphisme de contact laisse penser qu'il s'agit d'un contact intrusif : cornéenne à tourmaline et topaze (M. Derrossez, 1951), biotite, plis pygmiques dans les cipolins. Il semble néanmoins que d'après sa pétrographie et la forme du massif qu'il constitue, le granite de Yamoussa soit concordant avec les terrains encaissants. Ceci est confirmé par le fait suivant : à l'Ouest du village de Tiokoye la partie apicale d'un petit dôme granitique (apophyse du granite de Yamoussa) est recouverte par des micaschistes subhorizontaux; dans ce cas particulier la concordance du terrain encaissant avec granites est flagrante.

Le granite de Yamoussa, tant par sa pétrographie que par son mode de mise en place s'apparente avec le granite de Saraya.

4° *Caractéristiques chimiques des granites de type Saraya*

Le lecteur trouvera (figures 11 et 12) les représentations graphiques de 4 analyses chimiques effectuées sur le granite de Saraya. Il semble qu'il y ait évolution progressive depuis la granodiorite jusqu'au granite alcalin.

C — *Conclusions sur les granites de type Baoulé*

Par définition ces granites sont hétérogènes; notre étude a permis toutefois de distinguer deux types relativement bien définis tant par la pétrographie que par la mise en place :

— Le type de Kakadian semble être en grande partie d'origine métasomatique : il est le plus hétérogène.

— Le type Saraya, possède des affinités magmatiques marquées : il n'en reste pas moins que la métasomatose, et en particulier la métasomatose potassique a pu jouer un certain rôle dans sa formation.

Il est curieux de constater que la mise en place du granite de type Kakadian s'est faite dans la série de Mako (qui en principe représente un sillon eugéosynclinal), tandis que

celle du granite de type Saraya s'effectuait dans les séries du Dialé et du Daléma (représentant le sillon miogéosynclinal). Faut-il y voir une relation de cause à effet ?

III — GRANITES DE TYPE BOBOTI

A — Généralités

Ces granites ont une mise en place d'un type très particulier : avec leurs satellites filoniens ils se répartissent dans une zone allongée sensiblement N-S (parallèlement à la direction birrimienne locale) de 80 km de longueur sur une vingtaine en largeur.

Cette zone est caractérisée par le nombre de filons ou de petits amas de roches granitoides ou microgrenues qui traversent les terrains birrimiens. Ces roches filoniennes sont d'une extrême hétérogénéité pétrographique : elles varient depuis l'aplite à tendance alcaline jusqu'à la granodiorite. Sur le terrain nous avons désigné cette zone sous le nom de « zone à granitisation hétérogène ».

Très proche du granite de Saraya à son extrémité septentrionale, elle en est séparée plus au Sud par des formations birrimiennes exemptes de tout filon.

Ces roches filoniennes sont donc indépendantes du granite de Saraya. Par contre, dans l'axe de cette zone, de petites masses granitiques, relativement homogènes sont connues ; les trois principales sont : le granite de Madina-Bafé, le granite de Boboti, la granodiorite d'Ilimalo, il semble que le réseau filonien leur soit lié.

Ces roches classées « granitogneiss » dans la carte Kita Ouest au 1/500.000^e furent ensuite classées (sauf la granodiorite d'Ilimalo) dans les granites post-tectoniques (D. SOULE DE LAFONT, 1955). En raison de leur texture souvent orientée, de leur gisement concordant avec la direction birrimienne, nous estimons qu'ils ne peuvent être rattachés aux granites post-tectoniques tels qu'ils sont connus par ailleurs. Il est difficile d'autre part de les comparer au granite de Saraya beaucoup plus orienté : nous estimons qu'il s'agit de roches mises en place tardivement dans l'orogénie : il s'agirait de venues tardi-tectoniques. En raison de leur mise en place et de leur pétrographie particulière nous en avons fait un groupe spécial : les granites de type Boboti, du nom d'un marigot situé au centre de la zone affectée par ces granites.

B — Pétrographie

Nous étudierons tout d'abord brièvement les granites qui constituent les masses les plus homogènes.

1° Les granites

Les granites de Madina Bafé et du Boboti ont des caractéristiques pétrographiques communes ; il n'est d'ailleurs pas certain que ces deux granites forment des masses indépendantes, la zone qui les sépare étant fortement latéritisée. Il s'agit de granites à pyroxènes, souvent mésocrates, peu ou pas orientés, présentant fréquemment le faciès malgachitique. Sur le marigot Boboti ce granite est traversé par des filons et amas de granites alcalins échantés.

Au microscope on note une structure plagidiomorphe :

— Quartz en général peu abondant, beaucoup de ces granites ont une tendance syénitique marquée,

— Plagioclases à tendance automorphe, quelquefois franchement zonés; le cœur séricitisé n'est pas identifiable, la bordure varie entre l'albite et l'oligoclase acide. Les macles peuvent être tordues. Il semble qu'il y ait deux générations de plagioclases; des plages d'albite limpide aux formes moins automorphes semblent être secondaires.

— Microcline : bien représenté, aspect insinuant et poëcilitique, il forme souvent de grandes plages avec la macle de CARLSBAD.

— Pyroxène : il s'agit le plus souvent de diopside et plus rarement de pyroxène orthorhombique. Ce minéral semble en déséquilibre. Il est souvent schilléritisé et entouré d'une auréole de hornblende verte et de biotite.

— Biotite fréquente, le plus souvent brune et très pléochroïque, plus rarement chlorobiotite.

— Sphène, apatite en fines aiguilles, minerais sont également assez fréquents.

Une analyse chimique faite sur un échantillon 1547 *bis* prélevé sur le Boboti donne une composition de granite akéritique à tendance syénitique (voir tableau II hors texte).

— La granodiorite affleurant sur la Falémé, en aval d'Ilimalo, est quelque peu différente en ce sens que le pyroxène y est rarement représenté. Y. PERONNE (1957) la décrit sous le nom de granite à amphibole et biotite alors que D. SOULE de LAFONT (1955) et L. BODIN (1951) la considèrent comme une granodiorite à tendance calcoalcaline (voir tableau II hors texte).

Il semble qu'en réalité il s'agisse d'une roche assez peu homogène où les faciès peuvent varier rapidement :

Au microscope on observe une structure grenue à plagioclases subautomorphes :

— Quartz assez rare,

— Plagioclases à cœur très séricitisé et à bordure d'albite-oligoclase. L. BODIN (1951) a pu mesurer le cœur d'un de ces plagioclases : il s'agit d'Andésine à 32 % d'An.

— Microcline souvent maclé CARLSBAD en quantité variable.

— Hornblende verte.

— Biotite.

— Pyroxène orthorhombique (dans l'échantillon 1640); ce minéral se trouve en résidu au cœur des amphiboles et de la biotite.

— Apatite, zircons, sphène, épidote, chlorite sont fréquents.

Cette granodiorite bien que légèrement différente par son orientation plus marquée et par la rareté du pyroxène, des granites de Madina-Bafé et du Boboti, n'en n'est pas moins très semblable à ces roches. La découverte de résidus de pyroxène vient confirmer cette analogie : D. SOULE DE LAFONT estime qu'il s'agit d'une granodiorite tarditectonique.

2° Satellites filoniens

Les trois masses granitiques dont nous venons de donner une description pétrographique synthétique, sont les plus importantes et les mieux individualisées; le long de l'axe qu'elles déterminent, on rencontre çà et là d'autres petites masses granitiques dont une des plus importantes (granite à biotite et pyroxène) affleure dans le Daléma au Sud du Kouroudiako. Il semble donc qu'à une faible profondeur sous la surface topographique actuelle existe un batholite allongé dont les parties les plus élevées affleurent le long de l'axe Madina-Bafé Ilimalo.

Les filons ou petits amas de roches granitoïdes porphyriques ou microlithiques qui sont situés de part et d'autre de cet axe peuvent être considérées comme liées à la mise en place de cette masse granitique. Ces filons sont extrêmement nombreux; leur puissance est variable de quelques mètres à plusieurs centaines de mètres; ils sont orientés la plupart du temps suivant la direction birrimienne locale.

Affleurant mieux que les formations où ils se sont mis en place (schistes et grau-wacks birrimiens) ils donnent quelquefois l'impression d'appartenir à un massif granitique continu, en réalité il s'agit bien d'un réseau filonien mais la proportion des roches intrusives par rapport aux terrains encaissants peut sans doute approcher 30 à 40 %.

Au point de vue pétrographique, ces roches filoniennes sont extrêmement hétérogènes; elles peuvent varier d'une aplite alcaline à une granodiorite. Ces roches peuvent être

orientées ou non. Nous traiterons tout d'abord les roches les plus alcalines qui forment un groupe un peu spécial puisqu'elles recoupent les autres faciès.

Les roches alcalines

Il peut s'agir d'aplitites ou de granites à grain fin. Ces derniers sont particulièrement visibles sur le marigot Boboti où ils recoupent le granite à pyroxène. Au microscope ils ont une structure grenue, avec de grands quartz, du plagioclase (albite oligoclase) assez rare, du microcline très abondant, de la muscovite et un peu d'épidote.

Une analyse chimique effectuée sur l'échantillon 1545 (voir tableau II hors texte) montre qu'il s'agit d'un granite alcalin.

Les aplites peuvent recouper, soit les granites à pyroxènes du Sud ou la granodiorite d'Ilimalo, soit les terrains birrimiens. Elles traversent également les autres roches filoniennes : au NW de Karakaène par exemple, un filon porphyrique est traversé par une aplitite leucocrate. Au point de vue pétrographique il peut s'agir soit de vraies aplites sensu stricto, soit d'aplogranite à structure micropegmatitique, soit de plagioclases. Sauf dans ce dernier faciès la tourmaline est fréquente.

Ces roches alcalines semblent constituer les dernières venues de la granitisation : elles sont équantes, les plus « évoluées » chimiquement; enfin elles recoupent les autres venues granitiques. Les aplites semblent tout à fait semblables à celles qui traversent le granite de Saraya.

Les autres roches filoniennes

Au point de vue pétrographique elles comprennent des faciès les plus divers : granodiorites, microdiorites, microsyénites, dacites, plagioclases.

Un bon nombre de ces roches sont orientées, quelques unes par fluidalité; la plupart d'entre elles sont propylitisées : on note une forte séricitation ou saussuritisation des plagioclases, la présence de minéraux argileux, de chlorite, d'actinote, de pyrite ou d'oxydes de fer (hématite et magnétite) et enfin de calcite.

L'abondance de minerais de fer peut leur donner des faciès mésocrates ou mélano-crates et sur le terrain nous avons appelé andésites ou basaltes des roches dont la composition (mis à part les oxydes de fer) est en réalité beaucoup plus « acide ». En raison de cette altération, l'étude de ces roches est assez délicate : les minéraux de la propylitisation peuvent être interprétés comme des minéraux de métamorphisme d'épizone, la carte Kita O au 1/500.000° signalait par exemple des métaandésites entre Satadougou et Mahina Mines, nous-même les avons considérées comme telles sur le terrain : en réalité il s'agit de microdiorites *fortement propylitisées, mais non métamorphiques*.

L'abondance de la pyrite et des oxydes de fer, la recristallisation non orientée, l'abondance de la calcite même dans des roches relativement acides, indiquent qu'il s'agit de propylitisation. Pour J. JUNG (1958) : cette altération très particulière peut se produire durant la phase hydrothermale; de la cristallisation des roches plutoniques. C. WAYNE, BURNHAM (1962) distingue deux sous-faciès dans cette altération hydrothermale, d'après lui il y aurait apport de Cao, MgO et Na₂O.

Cette propylitisation pose d'ailleurs des problèmes du point de vue géologie appliquée : — On peut se demander si, dans une certaine mesure, elle n'a pas joué un rôle dans la formation des gîtes de fer de la rive gauche de la Falémé : un examen de la carte permet de constater que tous ces gîtes sont situés à l'intérieur de la zone à granitisation hétérogène ». D. SOULE DE LAFONT (1957) signale que des sondages effectués au gisement du Kouroudiako prouvent que, en profondeur, le minerai est associé avec des microdiorites propylitisées. Les lames minces que nous avons étudiées ont montré que d'une façon générale celles qui étaient les plus riches en minerais étaient les plus propylitisées.

— Les centres d'orpaillage de cette région sont fréquemment placés près des zones où les filons de la granitisation de type Boboti sont particulièrement nombreux. Il est possible que ces minéralisations aurifères soient dans une certaine mesure liées à la propylitisation : la liaison or-propylite est bien connue des métallogénistes.

C — Mise en place

Il semble que les filons microgrenus ou microlithiques représentent un épisode de la mise en place des granites de l'axe Madina-Bafé Ilimalo; il s'agirait en quelque sorte d'épibolites à filons particulièrement développés.

Pour E. RAGUIN (in PERONNE 1957) la mise en place de la granodiorite d'Ilimalo aurait été précédée par l'injection de sills de microdiorites. On peut appliquer cette hypothèse aux granites de la région sud. Il semble bien en effet que (mis à part les faciès les plus alcalins) le reste des filons ait précédé la mise en place des faciès plus largement grenus : ceux-ci ne sont pas recoupés par les faciès microgrenus ou porphyriques, au contraire ils contiennent des enclaves arrondies qui, si elles n'ont pas été identifiées de façon précise, présentent néanmoins beaucoup d'analogies avec certaines roches filoniennes.

La mise en place des filons microgrenus ou porphyriques constitue donc *une première phase de la granitisation* de type Boboti. Cette mise en place s'est sans doute effectuée sous forme magmatique; un certain nombre de ces roches possède une structure fluidale. Le métamorphisme de contact est net autour de ces filons, particulièrement lorsqu'ils se sont mis en place dans les roches calciques où l'on note le développement de diopside (région d'Ilimalo) ou d'amphiboles (marigot Balangouma).

Les filons eux-mêmes présentent des phénomènes d'endomorphisme très accusés : dans la région d'Ilimalo ils contiennent du diopside et des enclaves de cornéennes à pyroxènes et dipyre dérivant de l'assimilation de roches carbonatées (Y. PERONNE 1957).

Sur le Balangouma une microdiorite intrusive dans un banc de cipolin se charge de hornblende près du contact. Ces phénomènes d'endomorphisme sont comparables à ceux observés dans les dissonégites de A. LACROIX (1923).

La deuxième phase de la granitisation est représentée par la mise en place des faciès grenus (granodiorite d'Ilimalo, granites à pyroxènes du Boboti et de Madina Bafé). Le métamorphisme de contact qu'elle développe est difficile à apprécier puisqu'elle s'effectue dans une zone déjà affectée par celui de filons microgrenus. Sur le marigot Boboti il semble que le contact soit marqué dans les schistes encaissants par de la biotite et une concentration en oxydes de fer. Le plus souvent on note un certain exomorphisme du granite sous forme de feldspathisation de terrains encaissants ou de filonnets quartzo-feldspathiques. Y. PERONNE (1957) a remarqué autour de la granodiorite d'Ilimalo, des paragneiss à amphibole avec lits de microcline. Cet auteur note également que près de la granodiorite, les filons de microdiorites contiennent des cristaux de microcline.

Sur le Balangouma, en aval de Bambadji, à proximité d'un petit stock de diorite orientée à amphibole et pyroxène, j'ai observé des filonnets (de quelques millimètres de puissance) de quartz, albite et microcline *intrusifs dans un filon de microdiorite*.

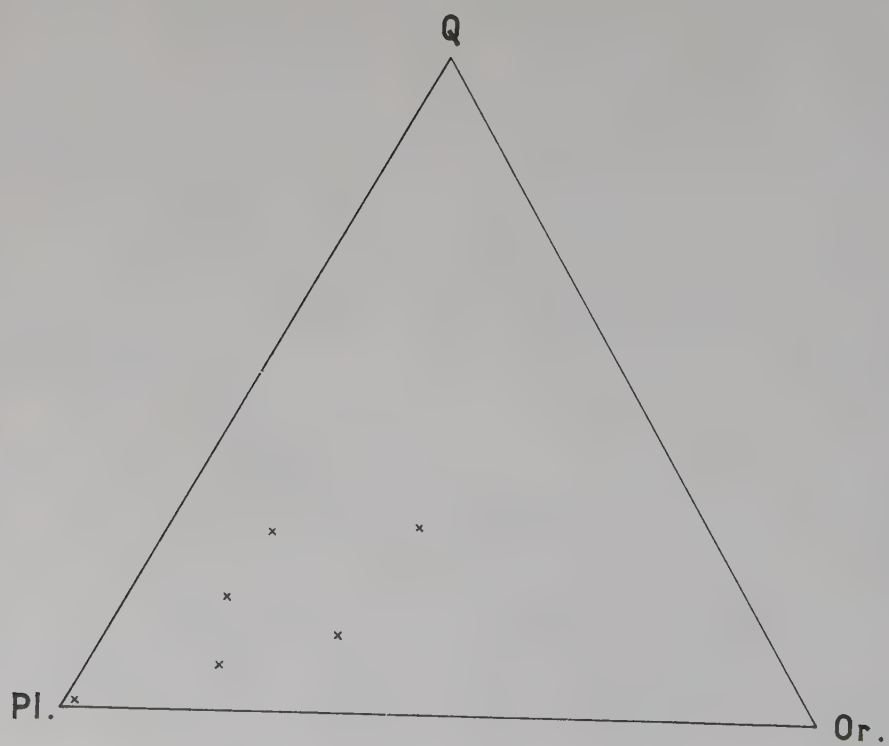
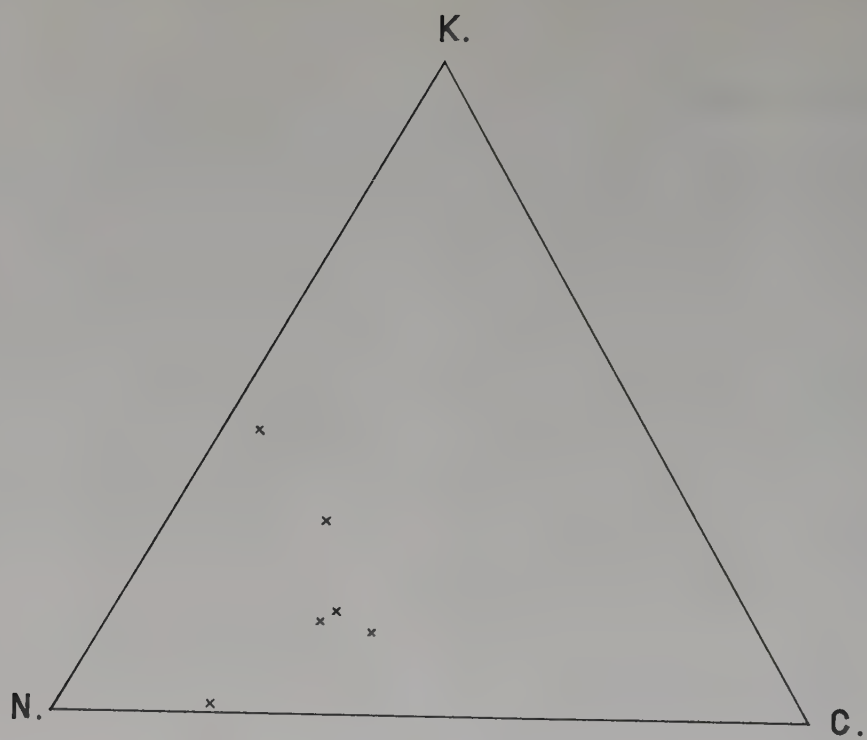
Il semble donc que la deuxième phase de la granitisation se soit effectuée par un apport métasomatique (?) dont le caractère potassique est la particularité essentielle : en effet les filons qui précèdent la deuxième phase sont pour la plupart à tendance dioritique. Elle explique le caractère résiduel des pyroxènes des faciès grenus.

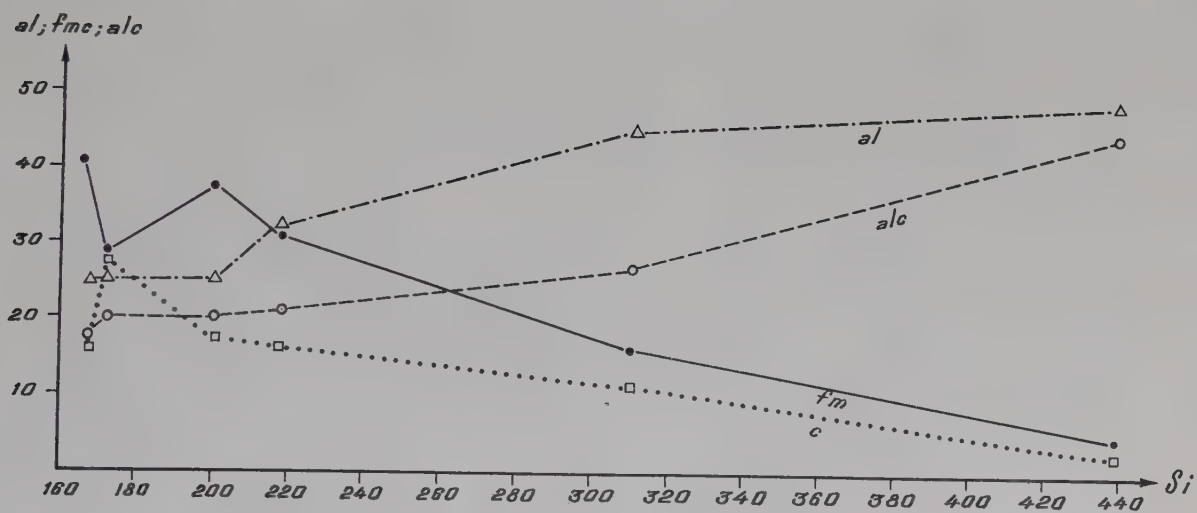
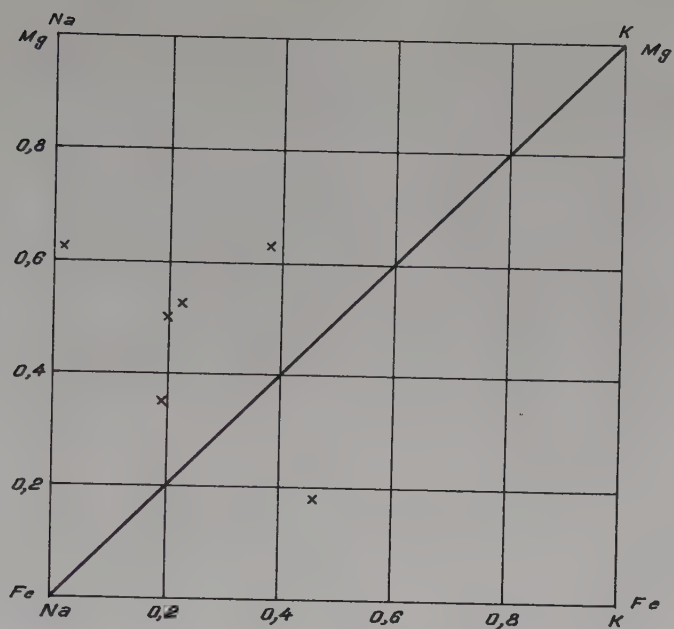
Ce processus ne peut manquer d'être rapproché des hypothèses de J. DIDIER et M. ROQUES (1963) sur la mise en place des granites circonscrits.

On peut supposer que la propylitisation est plus ou moins liée à cette phase de la granitisation.

La troisième et dernière phase est représentée par l'intrusion des aplites et granites alcalins qui recoupent à la fois les filons et les granites à pyroxène.

Cette forme de granitisation est tout à fait différente de celle responsable du granite de Saraya, pourtant très proche. Les relations entre ces deux formes de granitisation ne sont d'ailleurs pas connues : les filons de la « granitisation hétérogène » ne semblent pas recouper le granite de Saraya. Nous avons admis qu'en raison de son caractère plus





VARIATION DES PARAMÈTRES DE NIGGLI
Granites de type Boboti

FIG. 14

franchement orienté, celui-ci était antérieur, mais cet argument n'est pas très sûr puisque beaucoup de faciès grenus des granites de type Boboti sont eux-mêmes orientés.

D — Caractéristiques chimiques des granites de type Boboti

Le lecteur trouvera rassemblées dans le tableau 11 hors texte le résultat des analyses effectuées sur les granites mis en place dans les séries du Dialé et du Daléma.

Nous avons donné différentes représentations graphiques de ces différentes analyses (voir figures 13 et 14).

Le diagramme Q. Pl. Or. montre que les points représentatifs sont groupés le long de la bissectrice de l'angle Q. Pl. Or. : il semble donc que si la potasse est d'origine métasomatique, un apport de silice l'accompagnait.

E — Relations entre les granitisations de type Saraya et Boboti

Ces granitisations se sont effectuées suivant deux styles bien différents :

— Le granite de Saraya et celui de Yamoussa semblent être des granites de « rhéomorphisme » syntectoniques formant des corps granitiques assez homogènes, remaniés par endroits par des venues tarditectoniques.

— Les granites du type Boboti se distinguent du granite de Saraya par les caractères suivants :

— Gisement très spécial au milieu d'un réseau très serré de filons et de stocks microgrenus et microlithiques.

— Pétrographie assez particulière : faciès malgachitiques, présence de pyroxènes.

Ce dernier minéral souvent en voie de transformation en hornblende ou biotite ne semblait pas en équilibre lors de la mise en place des granites.

Ces caractères suggèrent que ces granites sont des massifs circonscrits restés à l'état embryonnaire. Suivant les hypothèses de J. DIDIER et de M. ROQUES (1963) les granites en massifs circonscrits se forment en deux phases :

— Mise en place de roches microgrenues (sous forme magmatique) ou d'un complexe filonien.

— Granitisation de ce massif par métasomatose silicoalbitique avec anatexie.

Les granites de type Boboti représenteraient un massif de ce type dont l'évolution se serait arrêtée au début de la deuxième phase.

Ces granites se seraient mis en place alors que l'orogénie n'était pas entièrement terminée puisque certains faciès sont orientés. On peut estimer qu'en raison de son orientation moins nette il est plus tardif que celui de Saraya. Les granites de type Boboti, la « zone de granitisation hétérogène » et les phénomènes de métamorphisme de contact qui leur sont liés ont été étudiés en détail par F. WITSCHARD (1962). Cet auteur doit faire le point sur cette question dans une Thèse qui sera soutenue à l'Université de Lausanne.

IV — GRANITES DE TYPE BONDOUKOU

A — Introduction

Il s'agit de granites en massifs circonscrits; ils forment toute une série de petits massifs

de forme arrondie ou elliptique dont la dimension du grand axe ne dépasse jamais 15 kilomètres, et la plupart du temps est de l'ordre de 5 kilomètres (1). Ces petits massifs semblent recouper à l'emporte-pièce leurs terrains encaissants; le granite qui les forme est équiant et, à l'intérieur d'un même massif, la roche est remarquablement homogène. Les enclaves qu'ils contiennent sont le plus souvent microgrenues, plus rarement ils peuvent contenir des enclaves où l'on reconnaît d'anciennes roches basiques de la série de Mako. Exceptionnellement, ces granites peuvent avoir subi une action tectonique, on connaît des *mylonites* de granite post-tectonique au S.W de Kanéméré.

Ces massifs de type Bondoukou, s'ils n'occupent pas de grandes superficies sont pourtant nombreux : dans la zone cartographiée on en compte pas moins de 18 dont le plus grand est celui de Dioudiou-Konko qui occupe une superficie de 60 km², et le plus petit celui se trouvant à l'Ouest de Bandafassi dont la superficie connue n'excède pas quelques centaines de mètres carrés.

La plupart d'entre eux se sont mis en place dans la série de Mako, au milieu des anciennes roches volcaniques basiques : c'est une position assez habituelle pour ce genre de granite (L. BODIN 1951). Pourtant deux massifs de ce type font exception et sont intrusifs dans la série du Dialé : il s'agit du granite de Sambarabougou et de celui de Balakonko. Une étude aéromagnétique exécutée en 1962 a montré que ces deux granites se trouvaient placés sur un axe de fracture profonde. Nous reviendrons sur ce sujet lors de la discussion sur l'origine des granites « Bondoukou ».

B — Pétrographie

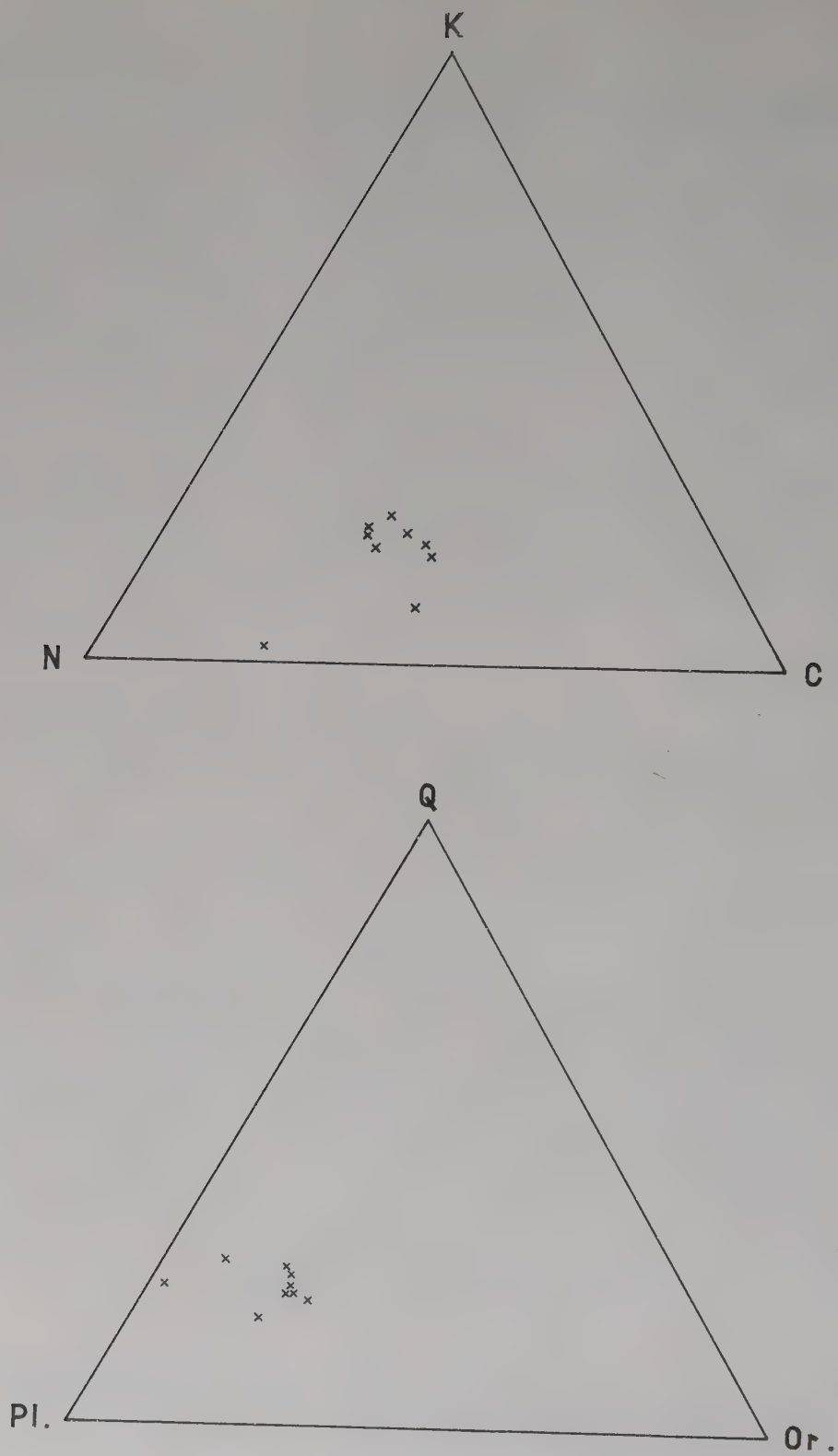
La quasi totalité de ces granites sont des granites akéritiques ou des granodiorites : les faciès alcalins font défaut. Nous ne donnerons pas ici l'étude microscopique de chacun de ces granites, ce qui serait par trop monotone en raison de leur homogénéité; nous nous contenterons de décrire leurs caractéristiques générales :

Leur structure est plagiidiomorphe (photo 5, planche II) :

- Le quartz est moyennement abondant en petites plages interstitielles, plus rarement en grandes plages à contours arrondis (granite de Dioudiou Konko).
- Les plagioclases sont automorphes ou subautomorphes; leur centre est saussuritisé, souvent difficilement identifiable. La composition peut passer de l'oligoclase basique au centre à l'oligoclase acide sur la périphérie.
- Le microcline est peu abondant en plages à allure insinuante qui moulent les feldspaths. On y voit parfois la macle de Carlsbad. Il peut être ou non perthitique (perthite en film) et des bourgeons de myrmékite peuvent exister au contact avec les plagioclases.
- La biotite est fréquente, très souvent il s'agit de chlorobiotite.
- La hornblende verte est également très répandue, seuls les granites de Mamakono, Sambarabougou et Balakonko semblent en être dépourvus.
- La chlorite (dérivant de la biotite), la muscovite, le zircon, l'épidote, sont des minéraux tout à fait accessoires.

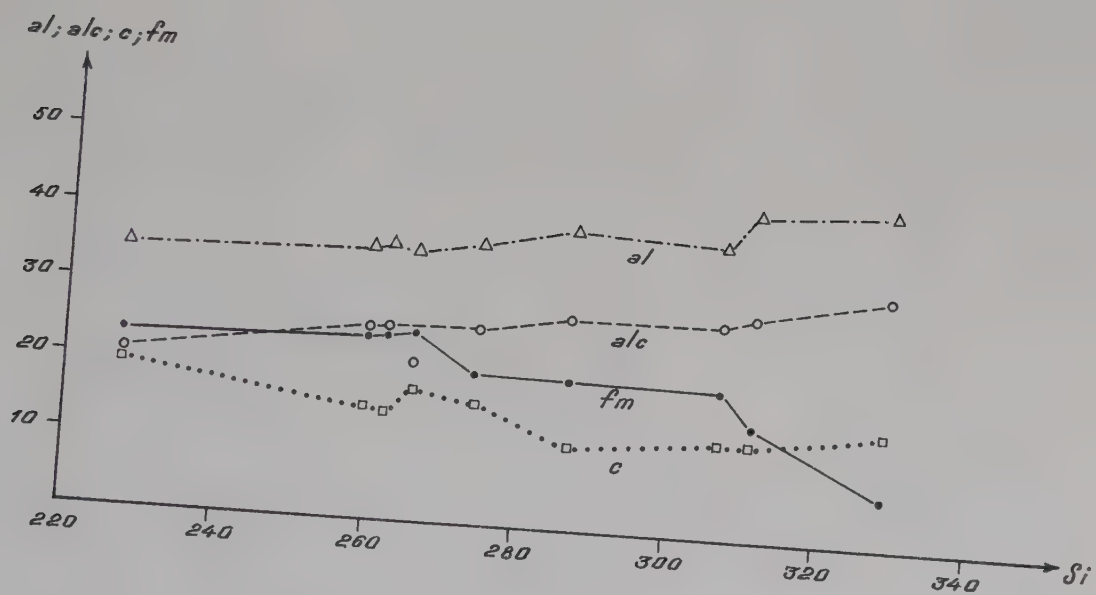
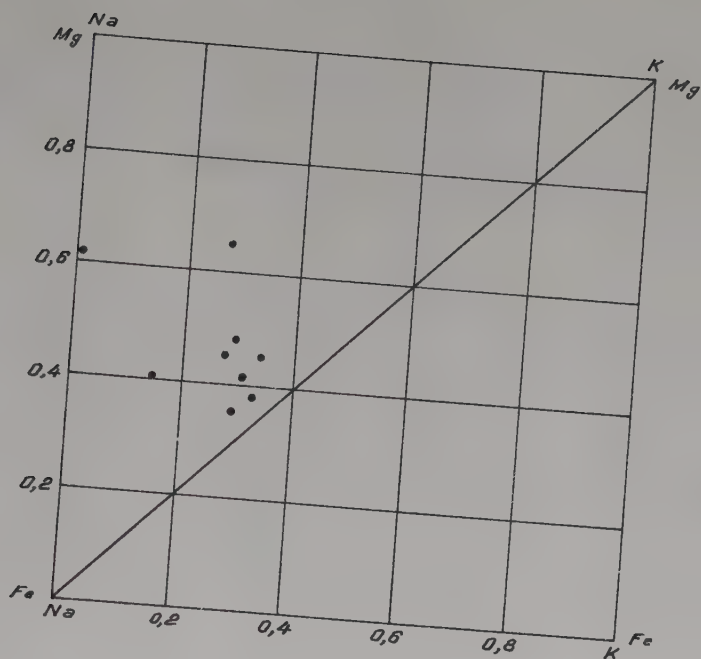
Ces caractéristiques pétrographiques s'appliquent à tous les granites de type Bondoukou de la zone cartographiée, mis à part le granite situé au Nord de Bandafassi. Ce dernier (L.M. 21617) est dépourvu de microcline, ses plagioclases sont zonés et le cœur est une andésine à 30 % d'anorthite; il contient en petite quantité de l'épidote, du diopside et du sphène. Il semble que ce granite ait été « contaminé » par les cipolins abondant aux environs de Bandafassi.

(1) Une seule exception à ce mode de gisement a été observée dans la région du Nord de Kosanto : F. WITSCHARD (1961) a pu y cartographier une série de petits pointements de granodiorite équante qu'il estime être post-tectonique. Ces pointements forment un arc de cercle au Sud du granite tarditectonique de Bourou-Bourou.



GRANITES DE TYPE BONDOUKOU

FIG. 15



VARIATION DES PARAMÈTRES DE NIGGLI
Granites de type Bondoukou

FIG. 16

C — Caractéristiques chimiques

Nous disposons de 10 analyses effectuées sur ces granites (voir tableau II hors texte) : il s'agit de granites akéritiques ou de granodiorites. Seul le granite de Bandafassi est une diorite quartzique à tendance oligoclase.

Les représentations graphiques de ces analyses soulignent le caractère relativement homogène de tous ces granites (voir figures 15 et 16).

D — Satellites filoniens

Mis à part quelques filons aplitiques, la plupart du temps les granites de type Bondoukou sont remarquablement pauvres en satellites filoniens : il existe tout de même des exceptions :

— Le granite de Tinkoto possède sur sa bordure nord de beaux filons de quartz minéralisés en galène, chalcopryrite, blende et molybdène.

— Le granite de Sambarabougou est accompagné sur sa bordure sud par quelques pegmatites.

— Enfin les granites de Badon sud et de Mamakono sont associés avec des roches microgènees ou microlithiques, telles que microgranite, rhyolite. Nous reviendrons sur ce problème au prochain paragraphe.

E — Mise en place des granites de type Bondoukou

Il s'agit de massifs circonscrits à contact net avec le terrain encaissant. Nous avons pu observer en plusieurs endroits qu'il en était bien ainsi; une lame mince taillée dans un contact du granite de Magnankanti avec une microdiorite montre un contact intrusif net même à l'échelle de la lame mince.

Cependant deux granites ont une mise en place particulière :

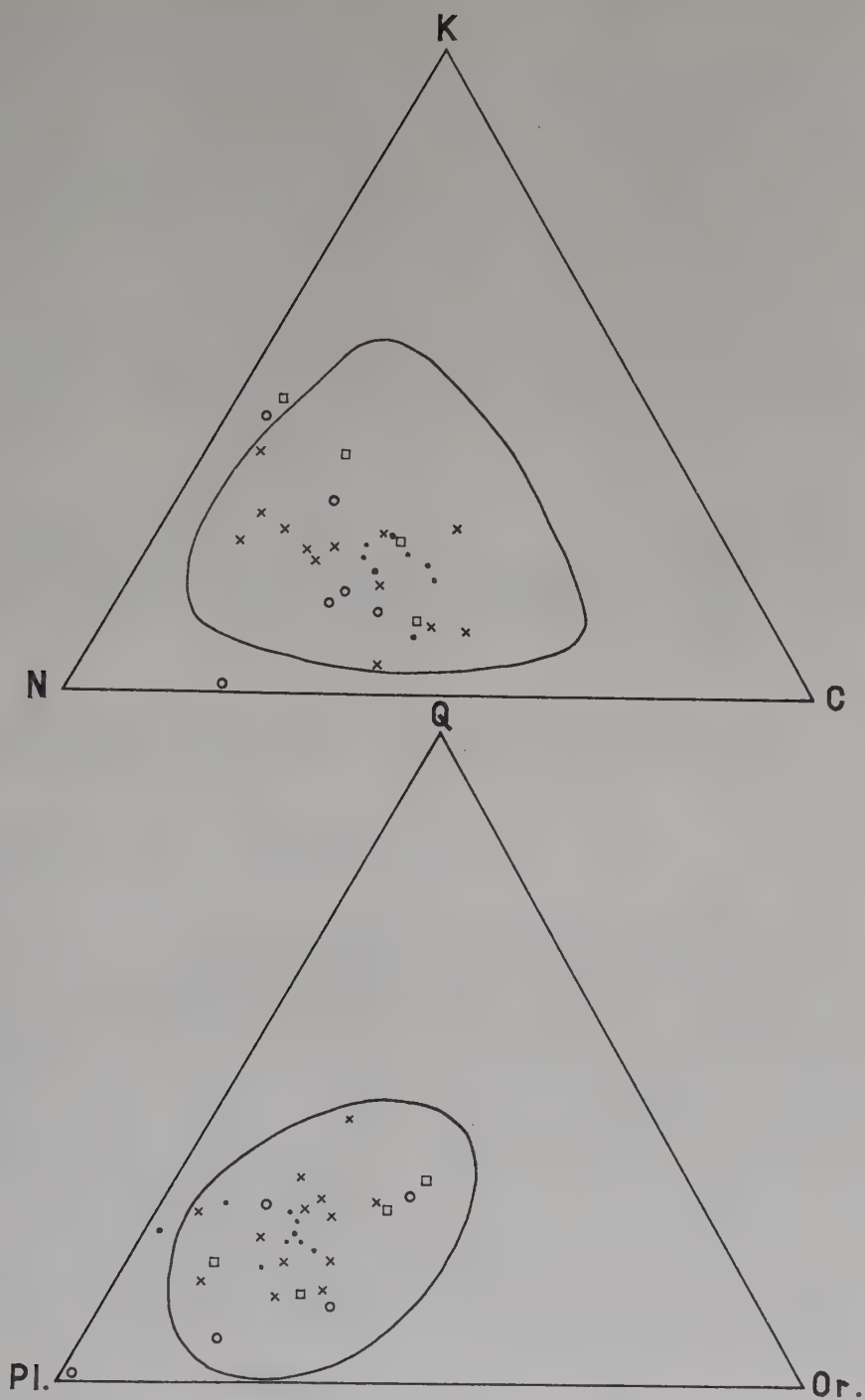
— Le granite de Badon Sud est ceinturé par des microgranites à structure micropegmatitique et des rhyolites qui, au microscope, paraissent plus ou moins dévitrifiées. Il semble donc que ce granite se soit mis en place dans une zone suffisamment haute pour que ses parties les plus externes prennent un faciès effusif : cette association rhyolite-granite apporte un argument en faveur de l'origine magmatique de ce dernier.

— Autour du granite de Mamakono, on observe dans les terrains encaissants toute une série de filons microdioritiques à plagioclases automorphes associés à des filons d'aplite leucocrate. Alors que ces dernières recoupent le granite, les microdiorites ne le font pas : elles sont donc antérieures à la mise en place de ce dernier qui, par ailleurs, a des contacts nets avec la roche verte encaissante.

Ces deux observations viennent confirmer le caractère magmatique des granites de type « Bondoukou », il est même possible que la mise en place du granite de Badon Sud ait été accompagnée de phénomènes franchement volcaniques.

Ce caractère magmatique a incité plusieurs auteurs et en particulier L. BODIN (1956) et M. ARNOULD (1961) à évoquer une parenté plus ou moins lointaine entre ces granites et les roches volcaniques birrimiennes ; cette hypothèse est appuyée par le fait que les granites de ce type sont très souvent intrusifs dans les zones où prédominent les anciennes roches volcaniques.

Il ne semble pas qu'au Sénégal cette parenté existe : nous pensons avoir montré que le volcanisme birrimien s'est produit pour sa majeure partie tout à fait au début de la formation du géosynclinal : les granites de type Bondoukou au contraire se sont mis en place



Type Baoulé

x (*sous type Kakadian*)
 □ (*sous type Saraya*)

o *Type Boboti*
 • *Type Bondoukou*

GRANITES BIRIMIENS

très tardivement après l'orogénie qui a affecté ce géosynclinal : il y a donc une grande coupure dans le temps.

Si d'autres part la majorité des granites de type Bondoukou sont intrusifs dans la série volcanique de Mako, plusieurs massifs de ce type ont été mis en place dans la série du Dialé et du Daléma; ceux de Sambarabougou et de Balakonko occupent une position intéressante : d'après des mesures géophysiques ils sont placés sur une fracture profonde dont la direction recoupe celle de la tectonique birrimienne.

La mise en place de ces granites est donc liée à une phase de tectonique cassante et semble totalement indépendante du volcanisme ophiolitique de la série de Mako.

Ce mode de mise en place joint à leur caractère magmatique leur donne certes beaucoup d'analogies avec des roches volcaniques, mais il n'y a pas de raison pour les lier au volcanisme du début du Birrimien.

F — Conclusion

Par leur pétrographie, leur gisement, leur mode de mise en place, les granites de type Bondoukou forment un groupe homogène qui s'oppose nettement au groupe hétérogène des granites de type « Baoulé » et a fortiori du type Boboti.

V — VUE D'ENSEMBLE SUR LES GRANITES BIRIMIENS DU SENEGAL ORIENTAL

Les pages qui précèdent ont montré la diversité aux points de vue pétrographie, gisement, caractères génétiques, des granites du Sénégal Oriental.

Il semble cependant, si l'on compare les compositions chimiques de ces granites, qu'ils aient une certaine « parenté ». Les points représentatifs de ces granites tant sur le diagramme K; C; N que sur le Q; Or; Pl, forment des nuages relativement homogènes (voir figure 17). On remarquera en particulier leur tendance hypopotassique : la plupart d'entre eux rentrent dans le groupe des granites akéritiques et même les faciès les plus alcalins sont plus proches du pôle N que du pôle K.

Sur les diagrammes, nous avons reporté la courbe enveloppe des points représentatifs des granites birrimiens de l'A. O. F. étudiés par L. BODIN : la plupart des granites sénégalais entrent dans la surface délimitée par cette courbe. Cette remarque est intéressante; d'une part elle confirme l'attribution au système birrimien des terrains métamorphiques et granitisés du Sénégal Oriental, d'autre part elle montre que les granites birrimiens font partie d'une « province » possédant une certaine individualité au point de vue chimique, ceci quels que soient : les terrains encaissants, le mode de mise en place, et leurs caractères génétiques.

CONCLUSION GENERALE SUR LE BIRIMIEN DU SENEGAL ORIENTAL CORRELATIONS AVEC LE BIRIMIEN DE L'AFRIQUE OCCIDENTALE

Il semble que les formations métamorphiques de l'Est du Sénégal aient été déposées dans un géosynclinal. Nous avons cru pouvoir distinguer un sillon eugéosynclinal correspondant à la série de Mako et un sillon miogéosynclinal représenté par les séries du Dialé et du Daléma. Le socle sur lequel repose cet ensemble demeure inconnu.

Il y aurait eu d'abord mise en place d'un volcanisme de style ophiolitique sur l'emplacement de la série de Mako auquel correspondent dans les séries du Dialé et du Daléma des cipolins, des schistes, des quartzites et des grauwackes.

A l'apparition des premières cordillères, ces formations sont attaquées par l'érosion et une formation de type flysch se dépose, la phase principale de l'orogénie vient ensuite. Il semble qu'il y ait eu une « polarité » de l'orogénie : les plissements auraient débutés au NW et auraient gagné progressivement le SE. La poussée principale provenait du NW.

Au cours de cette orogénie se mettent en place des granites, soit à affinités métasomatiques (type Kakadian) soit à affinités magmatiques (types Saraya et Boboti). Une phase cassante, post-orogénique, est accompagnée par des granites équants à affinités magmatiques (type Tinkoto ou Sambarabougou).

Il nous reste maintenant à replacer ces formations métamorphiques et granitiques dans le cadre de l'Afrique de l'Ouest; P. LEGOUX (1939) et M. ROQUES (1948) les ont attribuées au système birrimien (Précambrien moyen); nos travaux confirment cette hypothèse :

— Les roches métamorphiques et granitiques que nous venons de décrire semblent absolument comparables avec celles étudiées en Côte d'Ivoire par M. ARNOULD (1961), D. SOULE DE LAFONT (1955), et au Ghana par N. R. JUNNER (1940).

— Les mesures d'âges absolus effectuées sur les granites de notre zone ont donné des âges comparables avec ceux obtenus pour les granites de Côte d'Ivoire. Il s'agit de la granitisation éburnéenne (M. BONHOMME 1962), qui serait liée à l'orogénie ayant affecté les formations birrimiennes.

L'assimilation au système birrimien est donc confirmée.

Bien que le « Birrimien sénégalais » soit entouré de toutes parts par des formations plus récentes, les corrélations avec les formations birrimiennes les plus voisines sont assez faciles à faire.

— Vers le S E dans la région de Siguiri et de Kankan, B. GOLOUBINOW a étudié une zone où il semble que l'on trouve les principaux éléments observés au Sénégal : « roches vertes » d'origine volcanique, schistes, cipolins, quartzites, schistes graphiteux, etc... Les granites semblent toutefois plus étendus et ils sont accompagnés par des migmatites beaucoup plus développées qu'au Sénégal.

— Au S W, en Sierra Léone et en Guinée, diverses formations métamorphiques ont été attribuées au Birrimien en particulier la série des « Schistes de Marampa ». Les granites qui les traversent offrent beaucoup d'analogies avec ceux du Sénégal Oriental : V. MARMO (1955) en particulier, y a reconnu des venues syn et tarditectoniques.

— Vers le N E, le granite et les roches basiques métamorphisées de la « boutonnière » de Kayes constituent le prolongement direct de la série de Mako et du massif granitique de Badon-Kakadian.

— Au Nord, le granite du Guidimaka et les formations métamorphiques (en particulier des roches vertes) qui l'accompagnent, semblent d'après une étude récente (G. Rocci 1962) appartenir au système birrimien.

— Plus au Nord en Mauritanie Centrale et Occidentale, les corrélations deviennent plus difficiles. Jusqu'en 1958 il était admis (A. BLANCHOT 1953; L. RENAUD 1957) que les séries de Bakel et d'Akjoujt représentaient le Birrimien tandis que la série de l'Amsaga appartenait au Dahomeyen. Actuellement, la géologie de cette zone est en voie de réinterprétation : les séries d'Akjoujt et de Bakel ne sont plus attribuées au Birrimien mais pourraient être un faciès métamorphique de séries plus récentes. La série de l'Amsaga représenterait, *pro parte*, le Birrimien : des mesures d'âges absolus effectuées sur certains granites de cette série ont donné des âges situés autour de 2000 M.A.; il ne faut pourtant pas éliminer l'hypothèse d'un « rajeunissement ».

— Enfin, encore plus au Nord, en pays Reguibat, G. Rocci (1955) a étudié des formations qu'il attribue au Précambrien moyen (Birrimien). Les granites du Karet ont des âges situés autour de 2000 M.A. Il est difficile de faire des corrélations entre les formations de cette zone et celles du Sénégal Oriental, d'une part en raison de la grande distance qui les sépare, d'autre part en raison de la différence dans l'intensité du métamorphisme qui les a affectées.

TROISIEME PARTIE

**LES SERIES POSTERIEURES
AU BIRROMIEN ET ANTERIEURES
AU GOTHLANDIEN MOYEN**

LES SERIES POSTERIEURES AU BIRIMIEN ET ANTERIEURES AU GOTHLANDIEN MOYEN

I — HISTORIQUE. PROBLEMES POSES EN 1958 DEFINITION DES SERIES

A — Historique

Les premiers renseignements sur la géologie de la région furent fournis par les explorateurs et les militaires. Certains de ces documents datent du XVIII^e siècle.

En 1916 H. HUBERT dresse une carte au millionième du Sénégal; un an plus tard, en 1917 dans une note à la Société Géologique de France, il définit les séries anciennes anté-carbonifères. Parmi celles-ci il distingue :

a) Des grès siliceux horizontaux qu'il rattache aux grès horizontaux de Guinée. D'après sa carte il semble qu'il ait groupé sous ce terme les grès « ordoviciens » et les grès rouges feldspathiques du Boundou.

b) Des roches sédimentaires métamorphisées qui semblent correspondre à la série de Bakel et celle des Bassaris.

c) Des schistes cristallins qu'il attribue à une série plus ancienne que la précédente et qui doit correspondre au Birrimien.

Un peu plus tard, entre 1925 et 1933, plusieurs géologues étudient le Soudan occidental, parmi eux R. FURON et L. BAUD.

R. FURON (1928 (1930) (1932) admet deux séries de grès séparés par une série de quartzites, pélites, jaspes et calcaires. Celle-ci peut être discordante soit sur les grès inférieurs, soit sur le socle métamorphique.

L. BAUD (1933) dans sa « Nouvelle échelle stratigraphique des grès horizontaux de la région de Kayes » propose la succession suivante de haut en bas :

- grès supérieurs
- schistes et jaspes
- conglomérat et dolomie
- quartzites inférieurs.

La même année, cet auteur souligne que le conglomérat de base de la série des schistes et jaspes est un conglomérat d'origine fluvioglaciaire qu'il compare aux tillites du Katanga et d'Afrique du Sud.

E. DE CHETELAT (1932) étudie la géologie de la feuille au 1/200.000 de Youkounkoun. Il distingue :

a) Les schistes et quartzites redressés et métamorphiques correspondant à notre série des Bassaris.

b) La série des grès horizontaux ou peu plissés qui comprend de haut en bas : des schistes argileux du Gothlandien, des grès siliceux blancs, des grès rouges feldspathiques tendres.

L'auteur interprète les contacts de ces différentes formations de la façon suivante :

Les schistes et les quartzites redressés sont les plus anciens, ils sont séparés des terrains plus récents par une faille.

Le contact grès-rouges — grès-blancs n'est pas décrit, mais DE CHETELAT note que les pendages sont plus forts dans les premiers que dans les seconds.

Les schistes argileux gothlandiens reposent en concordance sur les grès blancs.

Si l'on ajoute que l'auteur avait localisé le petit pointement de rhyolite de la Tominé, il est possible de dire que les grandes lignes de la géologie de la région de Youkounkoun étaient établies.

C. SKAWYTCH (1933) étudie les terrains anciens du Sénégal Oriental depuis la frontière de Guinée jusqu'au parallèle 13°30. Il distingue du bas vers le haut :

— Le socle métamorphisé.

— Des conglomérats parmi lesquels il distingue une tillite qu'il assimile à celle signalée par L. BAUD dans le Soudan Occidental.

— Une série de jaspes calcaires et de grès fins.

— Des grès rouges.

— Des grès siliceux blancs à Banharé.

L'auteur remarque que contrairement à ce qui se passe au Soudan Occidental, cet ensemble a été plissé; il signale cependant des grès blancs horizontaux qui jalonnent la frontière Sénégal-Guinée à l'Est de la Gambie, mais ne donne pas leur relation avec les grès de Banharé. Bref, dès 1933, C. SKAWYTCH avait vu la possibilité de corrélérer la série sédimentaire ancienne plissée du Sénégal Oriental avec la série horizontale du Soudan Occidental grâce au niveau repère que constitue la tillite.

F. JACQUET (1934) étudie le Boundou au Nord du parallèle 13°30. Cet auteur décrit les schistes de la Falémé, les grès et les quartzites du Boundou, le conglomérat calcaro-argileux (tillite) et les calcaires qui le surmontent. Il donne la succession suivante de haut en bas : grès et quartzites du Boundou, quartzites jaspoides, schistes de la Falémé.

F. JACQUET note le plissement et le métamorphisme pouvant affecter les formations : « D'une façon générale la série ancienne plissée semble avoir été affectée d'un métamorphisme dont l'intensité croît d'Est en Ouest ».

M. NICKLES, de 1934 à 1937 reprend et complète l'étude de tout le Sénégal Oriental. En 1937 il publie avec JACQUET une note importante : en effet alors que, auparavant, on semblait considérer que les plissements ne constituaient pas un critère pour différencier les séries de cette région, ces auteurs séparent les formations du Sénégal Oriental et de ses confins en deux séries :

Le Cambro-ordovicien inférieur qui est plissé.

Le Cambro-ordovicien supérieur horizontal.

a) La série cambro-ordovicienne inférieure (qui prendra par la suite le nom de Falémien) comprend de haut en bas :

— jaspes rouges *semblant* se trouver au sommet de la série

— grès de Boundou

- schistes de la Falémé
- conglomérat de nature variable.
- b) La série cambro-ordovicienne supérieure comprend de haut en bas :
 - grès supérieurs (auxquels sont rattachés les quartzites inférieurs de R. FURON et M. BAUD).
 - schistes et jaspes
 - conglomérat surmonté de dolomie.

La note conclut en distinguant les 3 phases suivantes :

- Dépôt de la série ancienne; plissement avec « métamorphisme régional en général » (il s'agit du Birrimien).
- Dépôt des schistes et grès de la série plissée, nouvelle phase de plissement.
- Transgression : dépôt de la série subhorizontale et intrusion des dolérites.

P. LEGOUX (1939) dans son « Esquisse géologique de l'A.O.F. » reprend ces conclusions et intègre la série plissée non métamorphique dans le système des « Séries intermédiaires plissées ».

En 1943 paraît la Carte géologique au 1/1000.000 Dakar-Est; cette carte et la notice qui l'accompagne, constituent le premier travail de synthèse concernant tout le Sénégal Oriental. M. NICKLES en est l'auteur, il y développe les hypothèses formulées dans sa note de 1937.

Le Cambro-Ordovicien inférieur devient la « série de la Falémé ».

M. ROQUES (1948) adopte ce point de vue dans un article synthétique sur la géologie de l'A. O. F.

L. RENAUD (1958) donne une étude des séries de Bakel et de la Falémé et de leur prolongement en Mauritanie jusqu'à la latitude d'Akjoujt. Cet auteur met en relief le caractère instable de l'ensemble série de Bakel — série de la Falémé; cette zone comporterait une succession de zones de subsidence se relayant dans le temps et dans l'espace. De plus L. RENAUD émet l'hypothèse d'un contact anormal entre série de Bakel et série de la Falémé.

Enfin, pour être complet nous signalerons que, en 1957 et 1958, de nombreuses notes et travaux concernant le Soudan Occidental et la Mauritanie viennent apporter des idées nouvelles.

En 1957 R. DARS, J. SOUGY et F. TESSIER proposent pour la région de Kayes une nouvelle stratigraphie : ils divisent le Paléozoïque en séries I, II, III, séparées par des discordances de ravinement. La série I débute par le conglomérat argilo-calcaireux à caractère de tillite déjà signalé par L. BAUD. Cette théorie est reprise lors du colloque sur l'Infra-cambrien; ses auteurs précisent que le Falémien peut être considéré soit comme une série O, soit comme un épaississement latéral de la série I. M. ZIMMERMAN et H. BRIOTET (1958) critiquent vivement cette hypothèse; ils montrent l'importance de la tillite comme faciès repère et reprennent l'interprétation de L. BAUD : de haut en bas, grès blancs supérieurs, schistes et jaspes, tillite et dolomie, quartzites inférieurs.

C. BENSE et J. DELPY (1958) mettent en doute l'individualité du Falémien qu'ils considèrent comme un faciès plissé du Primaire.

B — Problèmes posés en 1958

Le chapitre précédent donne les bases dont je disposais en 1958; différents problèmes se posaient :

- Problème du Falémien dont C. BENSE et J. DELPY mettaient l'existence en doute du point de vue stratigraphique.
- Rapport du Falémien avec les grès blancs attribués à l'Ordovicien par M. NICKLES; en effet cet auteur décrivait la discordance de ces grès sur le Birrimien, mais non sur les formations de la série de la Falémé.

- Relations du Falémien avec la série de Bakel : d'après la carte au 1/1000.000 Dakar-Est, cette série se prolongeait (en se divisant en deux) sur la zone que j'avais à étudier.
- Existence de microgranites et de granites postérieurs au Falémien : ce problème avait été soulevé dans la thèse de L. RENAUD.

C — Plan de l'étude - Définition des séries

L'étude géologique se présentera de la façon suivante :

— Chaque série fera l'objet d'un paragraphe spécial où l'on trouvera exposé : les coupes les plus représentatives, une étude pétrographique et tectonique; les relations de chaque série avec ses voisines immédiates seront esquissées.

— Les corrélations entre les différentes séries seront alors données : l'ensemble stratigraphique ainsi défini sera replacé dans un cadre plus général, en le comparant avec les formations analogues de l'Afrique de l'Ouest.

Une esquisse paléographique sera alors tentée.

Nous avons été amenés pour la clarté de l'exposé, à définir un certain nombre de séries; ces subdivisions sont basées soit sur des régions naturelles, soit sur des groupements géologiques homogènes; leur utilisation a un rôle purement descriptif et ne préjuge en rien des conclusions à venir.

Nous distinguerons successivement (voir figure 4)

La série de Ségou-Madina Kouta

Il s'agit d'un ensemble de grès et de pélites plus ou moins calcareuses que l'on observe dans le massif de Mali à l'Est du méridien 12°25. Cet ensemble est surmonté par la tillite.

La série de Mali

Cette série comprend des formations se trouvant dans le massif du Mali à l'Ouest du méridien 12° 25. Elle débute par la tillite, surmontée successivement par des calcaires, des jaspes puis par un complexe où dominent les pélites.

La série de la Falémé

Elle a été définie en 1937 par F. JACQUER et M. NICKLES dans le Boundou et la région de Kidira. Schématiquement elle comprend deux bandes de pélites orientées N,NE, séparées par une bande de grès rouges feldspathiques. Au Sud elle se raccorde avec la série de Mali, vers l'Ouest elle passe dans des conditions que nous verrons ultérieurement à :

La série des Bassaris

Au moins dans sa partie sud, cette série possède une morphologie originale : il s'agit de collines escarpées où s'est établie la tribu des Bassaris. Au Sud elle disparaît sous les grès blancs du Fouta-Djalou, au Nord elle rejoint la série de la Basse Koulountou pour former la série de Bakel étudiée par L. RENAUD.

Cette série comprend un ensemble de roches peu métamorphiques parmi lesquelles on distingue des schistes sériciteux, des quartzophyllades, des schistes verts à chlorite et actinote.

Série de Youkounkoun

Séparée de la précédente par un grand accident de type faille, cette série s'étend dans la plaine à l'Ouest des collines Bassaris. Elle forme une structure synclinale se fermant vers le NE aux environs de Niokolo-Koba. Au Sud elle disparaît sous les grès blancs sub-horizontaux du Fouta-Djalou; vers le NW elle passe à la série de la Basse Koulountou.

Elle comprend, de haut en bas :

- des grès blancs siliceux,
- des grès rouges feldspathiques,
- des pélites et argilites,

— une série volcanique acide de base.

Série de la Basse Koulountou

Il s'agit d'une bande W.NW comprenant des schistes sériciteux, des micaschistes à muscovite, des porphyroïdes et des orthogneiss. Cette bande, d'une trentaine de kilomètres de large, traverse la frontière de la Guinée portugaise au Sud de Ouassadou et se dirigeant vers l'E.NE, rejoint la série des Bassaris au Nord de Gamon.

Série de Bakel

Elle constitue le prolongement vers le Nord des séries de la Koulountou et des Bassaris. Cette série comprend sur sa partie occidentale des roches (quartzites et schistes) à muscovite, sur sa bordure orientale, il n'y a plus que des faciès sériciteux (quartzites et schistes, très rarement amphibolites) qui semblent passer progressivement vers l'Est aux formations non métamorphiques de la série de la Falémé.

II — SERIE DE SEGOU-MADINA KOUTA

A — Introduction

Dans la zone étudiée, cette série occupe la partie NE du massif de Mali (v. fig. 4). Sur la carte géologique Dakar-Est au 1/1000.000, l'ensemble des formations sédimentaires du massif de Mali avait été classé dans l'Ordovicien, avec une certaine réserve puisqu'un point d'interrogation est affecté à cet étage.

La notice accompagnant la carte décrit cet « Ordovicien » :

« Cet ensemble est représenté par des grès roses à grain irrégulier (Soufli), des grès siliceux blancs (Badiar Banhare) et des grès roses avec dalles à ripples-marks (massif de Mali). Dans la région de Mali on peut observer en outre des grès en plaquette vert clair ou lie de vin alternés avec des niveaux de grès massifs ».

Si cette alternance grès-pélites a pu être effectivement observée, les études des géologues pétroliers J. M. AYMÉ, M. ARNOULD, R. GUILLAUME (1959) et les miennes, ont fait apparaître un élément nouveau d'importance majeure : la présence de la tillite dans cette région.

La tillite et son rôle de niveau repère :

L. BAUD (1933) a observé cette formation dans la région de Kayes et en a, le premier, souligné l'originalité; il s'agit d'un conglomérat argilo-calcaireux à galets arrondis, mal classés, non jointifs, polygéniques, striés ou non. Nous étudierons plus en détail cette formation, mais dès à présent, soulignons que son origine glaciaire est certaine. Cette tillite a été découverte en de multiples endroits de l'Afrique de l'Ouest :

— Dans la région de Kiffa (C. BENISE 1962)

— Dans l'Adrar où Th. MONOD (1952) la désigne sous le nom d'argile à blocs et conglomérat polygénique

— R. VILLEMUR la retrouve dans le Nord du bassin de Taoudenni à près de 2000 km du massif de Mali.

Comme la plupart du temps elle est surmontée par des calcaires dolomitiques, des jaspes et une série à tendance pélitique, on a pu s'en servir comme niveau de repère.

Un coup d'œil sur les cartes accompagnant ce mémoire suffit d'ailleurs pour constater que la tillite correspond à une discordance cartographique de premier ordre. Notons que

COUPE SCHEMATIQUE SEGOU MALI

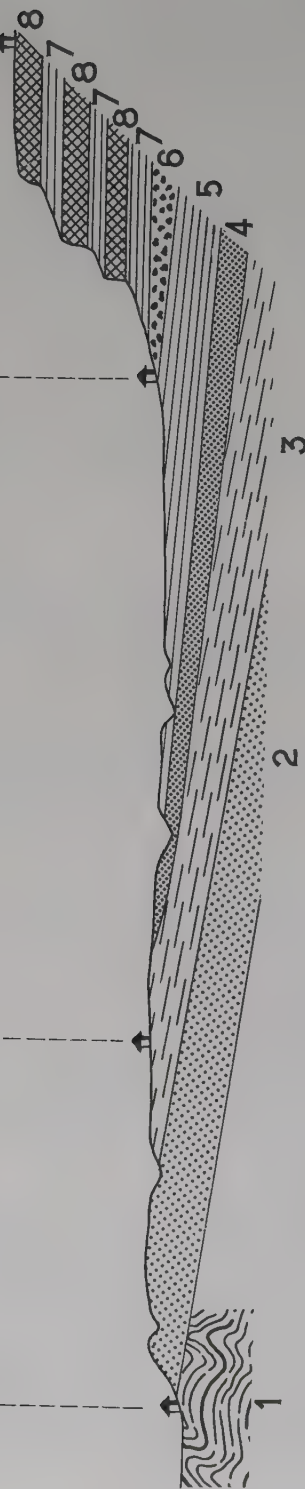
Sud

Segou
200 m

Gadalougé

Koubia

Mali
1428 m



- 1 Socle birrimien
- 2 Grès inférieurs

- 3 Pélites inférieurs
- 4 Grès supérieurs

- 5 Pélites supérieures
- 6 Tillite

- 7 Séries de Mali
- 8 Dolérites

longueurs : 1/200.000
Echelle : hauteurs : 1/50.000

FIG. 18

c'est M. ZIMMERMAN et H. BRIOTET (1958), après une étude générale du bassin de Taoudennit, qui attirèrent l'attention sur cette formation en tant que niveau repère.

La présence de la tillite dans le massif de Mali a permis de séparer les formations sédimentaires se trouvant dans ce massif en deux séries : série supratillite et série infratillite. C'est cette dernière que nous désignons sous le nom de Ségou-Madina Kouta. Le village de Ségou se trouve sur la route de Kédougou-Mali, au pied de la première falaise gréseuse; le village de Madina Kouta se situe sur le marigot Kannta, à 24 km au N.NE de Mali.

B — Etude de coupes

Mis à part la coupe de Kédougou-Mali (que j'ai dû d'ailleurs effectuer assez rapidement) je n'ai pu, en raison des circonstances politiques, travailler en territoire guinéen.

Toutes les coupes décrites sont des coupes naturelles : il n'existe aucun sondage et pratiquement aucun puits dans cette région où sources et céannes suffisent largement aux besoins de la population.

1° Coupe le long de la route Kédougou-Mali (fig. 18)

La coupe débute à Ségou petit village situé sur la cote 200, au pied de la première falaise du Massif de Mali.

— Entre ce point et Kédougou, la route traverse une vaste plaine couverte de latérite; quelques affleurements situés sur la Gambie ou ses affluents, permettent de constater que sous la latérite se trouve un substratum birrimien (granites et micaschistes).

— La route aborde donc la falaise à Ségou : après avoir franchi une zone d'éboulis gréseux sur une hauteur de 70 mètres environ, nous pouvons observer jusqu'en haut de la falaise des grès durs, roses ou blancs fins, se débitant en banc de 10 à 40 cm. Quelques petites passées de grès tendres et de grès fins pélitiques sont interstratifiés dans cet ensemble sans jamais former de zone homogène. Les surfaces à ripples-marks sont nombreuses, les stratifications entrecroisées existent également mais sont moins fréquentes. Des surfaces rugueuses et mamelonnées recouvertes d'oxydes de fer peuvent représenter au moins dans certains cas, des surfaces d'émersion; l'hypothèse de joints de stratification enrichis postérieurement par des solutions ferrugineuses peut également être envisagée. Les pendages varient autour de 5° et sont orientés vers le S.E.

— La route traverse ensuite un vaste plateau latérique jusqu'au village de Lougana; cette plaine donne l'impression d'une surface structurale des grès. En réalité une coupe dans la vallée au N.E. de Gadalougou montre qu'elle correspond en partie à des pélites quelquefois calcareuses. Les derniers grès ont été observés dans un petit ravin à proximité du village de Sagaridié : ils sont plus fins que ceux de la falaise de Ségou. Les pendages varient entre 5 et 10° et sont dirigés vers le S.S.E.

— Après la borne 428, on peut observer dans le lit des marigots une série de grès quartzites roses à ripple-marks et quelques stratifications entrecroisées. Ces grès semblent devenir de plus en plus fins, en allant vers le Sud. Leur pendage varie entre 5 et 10° vers le S.E. (1).

— Après avoir passé l'embranchement de Madina Kouta, la route traverse une série de pélites et d'argilites calcareuses bariolées (rouges et grises) où sont

(1) J. MARCHESSEAU (prospecteur du S.G.P.M.) a vu près de Madina Kouta dans le marigot Kannta, ces grès quartzites reposer en concordance sur les pélites de Gadalougou. L'observation de J. MARCHESSEAU est importante car ce contact est souvent masqué par un sill de dolérite qui s'injecte entre les deux formations.

N.NO.

COUPE YAMOUSSA - ANFIA

S.S.E.

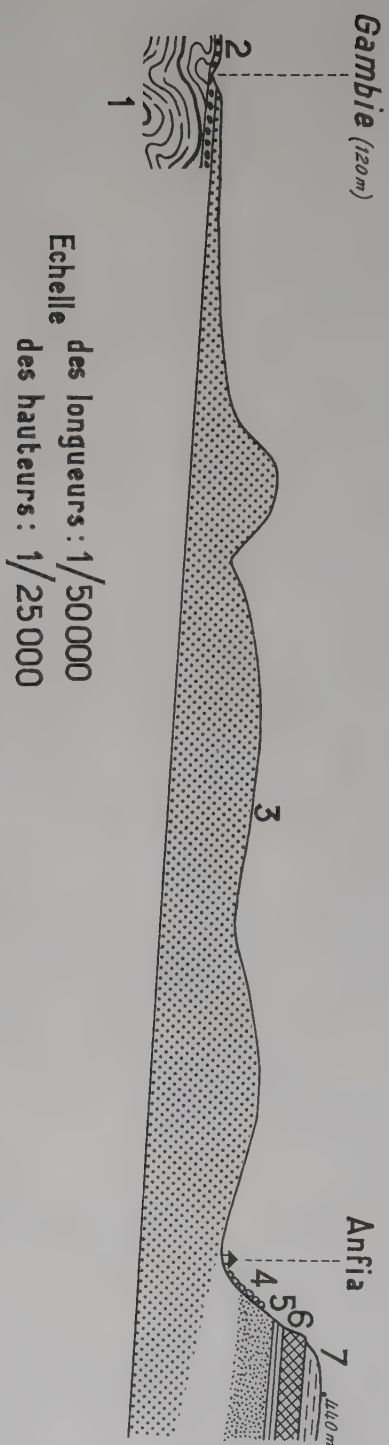
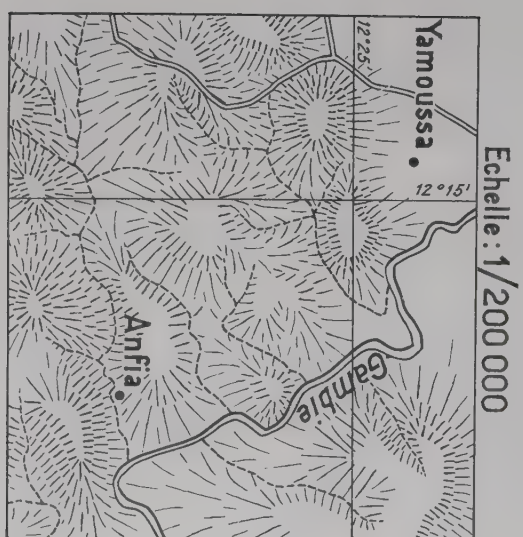


FIG. 19



interstratifiés des banc (quelques mètres de puissance) de grès fins rosâtres. Cet ensemble a un pendage très faible, inférieur à 5° vers le SE.

— Reposant en concordance sur ces pélites, on observe un peu en amont du point où le marigot Kannta traverse la route, un conglomérat (quelquefois bréchique) de 1 à 1,50 m de puissance. Dans un ciment d'aspect siliceux (en réalité en partie calcaireux et renfermant des mouches de malachite) sont pris des galets de granite, des quartzites rosâtres et des plaquettes pélitiques. Ces éléments sont en général non jointifs, leurs dimensions sont très hétérogènes (de quelques millimètres à 20 cm). Ces caractères nous ont fait assimiler ce conglomérat à la tillite telle qu'on peut l'observer aux environs de Kayes.

— Au-dessus de cette tillite on observe successivement quelques mètres de pélites jaunâtres, une vingtaine de mètres de grès quartzites blancs très grossiers à la base, plus fins au sommet, des jaspes alternant avec des pélites, puis une puissante série de pélites. Toutes ces formations au-dessus de la tillite appartiennent par définition à la série de Mali que nous étudierons ultérieurement.

2° Coupe Yamoussa-Anfia (fig. 19)

Cette coupe complète la précédente : elle est placée entre le point où la Gambie quitte le massif de Mali et le sommet de la falaise d'Anfia, petit village situé à 10 kilomètres au N de Madina Kouta.

— A 2 kilomètres au SE de Yamoussa on observe sur la rive droite de la Gambie un conglomérat bréchique renfermant des blocs de granite et de gneiss dans une pâte argilo-gréseuse. On peut estimer qu'il s'agit du conglomérat de base des grès, puisque ceux-ci affleurent juste en face sur la rive gauche.

— A partir de ce point, en se dirigeant vers le village d'Anfia, on observe des affleurements presque continus avec la succession suivante :

- grès fins assez friables à « fumées violettes »,
- grès à trous grossiers blanchâtres,
- grès roses grossiers compacts,
- grès roses homogènes fins,
- grès roses grossiers.

Ces grès sont à tendance quartzitique et correspondent à ceux observés dans la coupe précédente lors du passage de la falaise de Ségou.

— La plaine où se situe le village d'Anfia (cote 200) est couverte d'alluvions; les 60 premiers mètres de la falaise sont constitués par des éboulis, on observe ensuite :

- 3 m Grès quartzites rosâtres à glauconie,
- 20 m Grès très fins en blocs sub en place,
- 10 m Cornéenne gris bleuté pouvant dériver soit de grès fins, soit de pélites,
- 40 m Blocs de dolérite à gros grain,
- 40 m Dolérite à grain fin,
- 20 m Pélites légèrement transformées par le métamorphisme de contact.

Jusqu'au sommet de la falaise, sur une cinquantaine de mètres, affleurent sporadiquement des pélites gréseuses rosâtres à glauconie appartenant au même niveau que les pélites du ravin de Gadalogué, dont nous avons parlé lors de la description de la coupe Kédougou-Mali.

Cette coupe, malgré les nombreuses lacunes qu'elle comporte, nous donne les indications suivantes :

- La série des grès de base repose directement sur le socle birrimien.
- Vers leur sommet ces grès ont tendance à devenir de plus en plus fins et bien que

le passage n'ait pas été vu, il semble qu'ils passent en continuité de sédimentation aux pélites de Gadalougoué.

— La présence de glauconie prouve que au moins dans leur partie supérieure les grès de base ont une origine marine.

Les deux coupes que nous venons de décrire nous ont permis d'établir un point capital : la série de Ségou-Madina Kouta se trouve située entre le socle birrimien et la série de Mali qui débute par la tillite. Cette série est monoclinale; les pendages dirigés vers le SE ou le S sont faibles, ne dépassant jamais 10°, leur moyenne se tient autour de 5°. En prenant cette valeur, la puissance des différents termes de la série a été calculée. Nous avons ainsi de bas en haut à partir du socle :

- des grès quartzites 600 m,
- des pélites parfois calcaires 500 m,
- des grès quartzites 300 à 400 m,
- des pélites et schistes calcaires bariolés 600 à 800 m.

La puissance totale de cet ensemble dépasse donc 2000 m. Il faut préciser que les deux coupes que nous venons de décrire sont situées dans une zone où la série de Ségou-Madina Kouta est la plus complète et possède sa plus grande puissance : en effet à l'Est comme à l'Ouest de la route Kédougou-Mali, nous allons voir que cette série est beaucoup moins épaisse.

3° Coupe du ravin au Nord Ouest de Nandoumari (fig. 20)

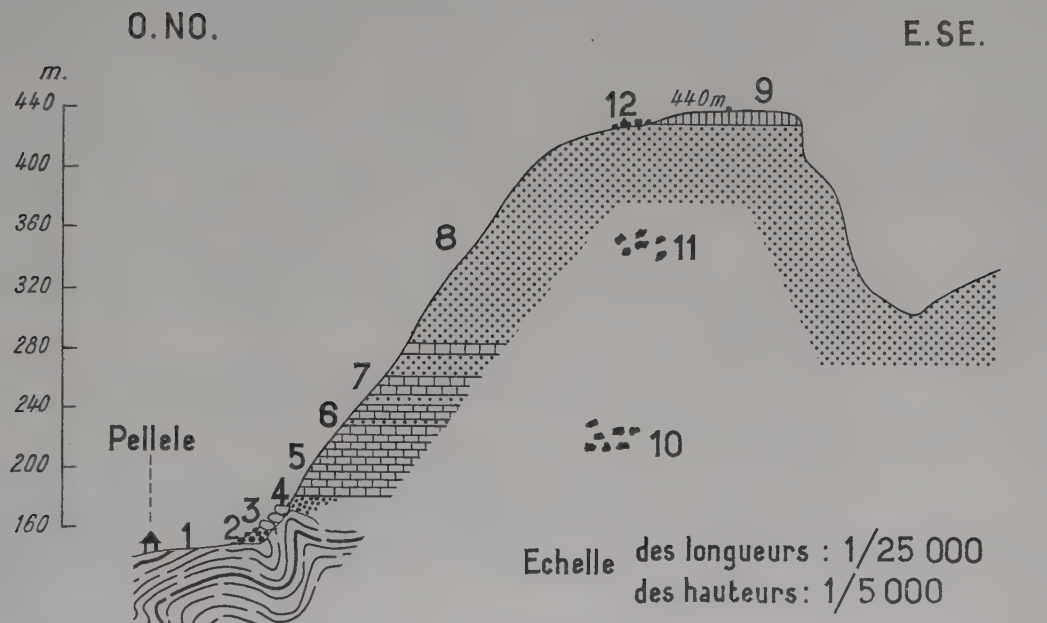
Si à partir de Ségou nous nous dirigeons vers l'Ouest, à partir du méridien 12°25 (à peu près au débouché du marigot Tiokoye dans la plaine) la tillite repose directement sur le socle birrimien. La série de Ségou-Madina Kouta a donc disparu en moins de 10 kilomètres. Comment cette disparition se produit-elle ? Le banc gréseux de la falaise de Ségou se suit parfaitement bien jusqu'au flanc est de l'éperon s'avancant entre les villages de Mamadou Boundou et de Walidiala (voir carte détaillée au 1/50.000), par contre le flanc ouest est constitué à sa base par des calcaires rouges ou mauves, oolithiques, possédant des surfaces à ripple-marks et des stratifications entrecroisées.

Quel est le rapport entre les grès de Ségou et ces calcaires ? Les géologues pétroliers J. M. Ayme, A. Arnoult, R. Guillaume ont attribué ces calcaires à leur série de Madina Kouta. Pour ces auteurs la série de Madina Kouta comprend tous les termes situés entre les grès de Ségou et la tillite.

Une coupe partant du petit village de Pellèle (au SE de Walidiala) et remontant le ravin qui se dirige vers Nandoumari (voir carte au 1/50.000) suggère une interprétation différente; on y observe de bas en haut :

- Le socle birrimien (granite et gneiss).
- Cote 165 : Conglomérat bréchique avec blocs peu ou pas roulés de granite, gneiss ou cipolins birrimiens. Les blocs peuvent atteindre 30 cm. Cette formation semble plutôt être une brèche de pente ou un dépôt de torrent qu'un conglomérat fluviatile ou marin. Le ciment est calco-gréseux. La puissance de ce conglomérat n'est pas visible, elle dépasse 1,50 mètre (voir photo 1, planche V).
- 180 m : Eboulis, blocs de calcaire rougeâtre non en place.
- 190 m : Quartzite birrimien surmonté par un conglomérat quelquefois bréchique de 0,50 m. de puissance. Les galets peu roulés ne dépassent guère 5 cm; ils ne sont que peu jointifs et proviennent du socle, le ciment est calcaire.
- 190-240 m : reposant en continuité sur le conglomérat, des calcaires rouges avec quelques bancs d'argilites rouges interstratifiées.
- 240 m : bancs gréseux de un mètre de puissance interstratifiés dans les calcaires et argiles rouges.
- 241-300 m : zone où les bancs gréseux, identiques à celui de la cote 240

COUPE DU RAVIN AU N.O. DE NANDOUMARI



- | | |
|--|---|
| 1 Socle birrimien | 6 Banc gréseux |
| 2 Conglomérat bréchique grossier | 7 Zone où les bancs gréseux augmentent en fréquence |
| 3 Blocs éboulés de calcaires rouges | 8 Grès |
| 4 Conglomérat bréchique fin | 9 Cuirasse latéritique |
| 5 Calcaires rouges (avec argilites interstratifiées) | 10-11-12 Projection des niveaux de tillite |

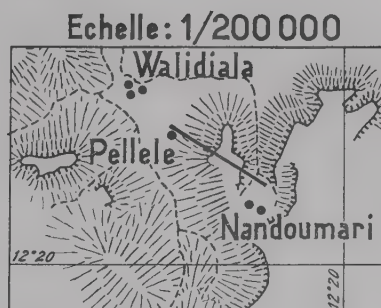


FIG. 20

deviennent de plus en plus nombreux au détriment des calcaires et argilites.

— 300 m : à partir de cette cote et jusqu'au sommet de la colline (cote 440) s'observent des grès quartzites blancs ou roses absolument semblables à ceux qui se situent 500 mètres plus à l'Est de l'autre côté de l'éperon et qui, rappelons-le, appartiennent au même banc que les grès de la falaise de Ségou.

Pour être complet signalons que l'on trouve des placages de tillite à différentes cotes : 280 et 360 et que des galets, provenant très probablement de de cette formation, se retrouvent sur le plateau terminal à la cote 440.

Cette coupe s'interprète facilement : localement la série de Ségou-Madina Kouta débute par un complexe calcaro-argileux; cet épisode semble limité à la fois dans l'espace et dans le temps puisque à son sommet la sédimentation gréseuse redevient rapidement prédominante.

Il est donc très improbable de rattacher ces calcaires et ces argiles aux pélites se trouvant au-dessus des grès de Ségou, il faudrait pour cela faire intervenir un système compliqué de failles dont les rejeux se seraient annulés puisque la cote du socle birrimien est analogue sous les calcaires et sous les grès de Ségou.

Un petit problème cependant est posé par le fait que vers le bas de la coupe on trouve le socle birrimien surmonté d'un conglomérat de base à deux cotes différentes (165 et 190). Deux hypothèses peuvent être envisagées :

— Une faille d'un rejet de 25 mètres relève le compartiment est;

— Un paléorelief existait au moment de la transgression des calcaires : cette explication me paraît la plus plausible : en effet le conglomérat bréchique inférieur est beaucoup plus grossier et semble plus épais que celui de la cote 190. Ce fait s'explique parfaitement bien dans l'hypothèse d'un paléorelief : les parties les plus basses s'emplissaient d'un matériel plus grossier que les parties élevées.

Cette coupe a donc montré que dans les environs de Walidiala les grès de la falaise de Ségou pouvaient comprendre à leur base un épisode calcaro-argileux; d'autre part, la présence de la tillite que l'on trouve sur les grès et sur les calcaires prouve que, au moment de son dépôt la série de Ségou-Madina Kouta était fortement érodée à cet endroit. Deux kilomètres au SW de Pellèle, sur le flanc ouest de la vallée de Walidiala, la tillite n'est plus séparée du socle que par une dizaine de mètres de calcaires rouges qui disparaissent à quelques centaines de mètres plus loin en suivant la vallée vers le NW.

Il y a donc disparition complète de la série de Ségou-Madina Kouta. Nous reviendrons ultérieurement sur ce problème mais dès à présent il est possible de dire qu'il s'agit d'une limite d'érosion et non de transgression : dans ce dernier cas, ce serait l'élévation de la surface du socle qui causerait la disparition de la série; nous avons pu voir au contraire que c'est la surface « enveloppe » des affleurements de la série de Ségou-Madina Kouta, qui s'abaisse et rejoint le socle.

4° Coupe Vélinngara-Fongolanbi

Cette coupe effectuée le long de la piste automobile qui monte depuis Vélinngara jusqu'à Fongolanbi (bordure est de la feuille Kédougou) se trouve donc à l'Est de la coupe de Kédougou-Mali. Vélinngara est un village situé au pied de la falaise à une altitude de 200 mètres environ.

- Les 90 premiers mètres de la montée s'effectuent dans des éboulis de grès; une coupe dans un ravin 500 mètres à l'Est de la route, m'a permis de retrouver le socle à 60 mètres au-dessus de la plaine.
- Ensuite jusqu'à Leïfala, la route traverse des grès et des grès quartzites blancs ou mauves, à ripples marks. Pendage de 7° vers le SE.
- Au-delà, pélites d'aspect très siliceux, lardées de filons de dolérite. Cette formation se poursuit jusqu'à la frontière Sénégal-Guinée où s'arrête la coupe.

Cette coupe s'interprète facilement; les grès au-dessus des éboulis correspondent aux grès de Ségou. Un observateur placé au N de la falaise peut se rendre compte facilement de la continuité de ce banc de grès. Remarquons toutefois que dans cette coupe, la puissance des grès, calculée avec un pendage moyen de 7°, ne dépasse pas 300 mètres alors qu'elle atteignait 600 mètres pour la coupe Kédougou-Mali.

Les pélites siliceuses observées entre Leïfala et Fongolanbi correspondent aux pélites de Guadalougé juste au-dessus des grès inférieurs.

5° Coupe de Noumoufouga

Ce village (feuille Kenieba au 1/200.000) est situé au bas de la falaise à une altitude de 179 mètres. Le sommet de celle-ci où s'arrête la coupe est à 450 mètres.

On observe de bas en haut :

179-200 : Socle;

200-240 : Eboulis de grès;

240-290 : Grès quartzites roses dont la partie inférieure contient des microgalets de quartz blanc;

230-300 : Zone peu pentée à éboulis (dolérites et pélites);

300-400 : Pélites calcaireuses et phtanites;

400-450 : Sill de dolérite.

Les grès de base sont l'équivalent de ceux de Ségou : la continuité des affleurements est visible sur le terrain et sur les photos aériennes; leur puissance a encore diminué, depuis la coupe précédente elle est de l'ordre d'une cinquantaine de mètres.

Les pélites calcaireuses et les phtanites représentent les pélites de Guadalougé. Une trentaine de kilomètres plus à l'Est en territoire malien J. SPENCE, géologue de la S. P. S. aurait vu ces pélites directement transgressives sur le socle birrimien : les grès inférieurs ont donc complètement disparu.

Notons enfin que sur le marigot Koïla-Kabe au SE de Takoutala (village situé à mi-chemin entre Vélingara et Noumoufouga), j'ai pu observer sous les grès de base, des argilites rouges analogues à celles qui sont associées aux calcaires rouges de la butte de Nandoumari. L'épisode calcaro-argileux à la base des grès de Ségou est donc un phénomène relativement répandu.

C — Etude pétrographique

Il convient tout d'abord de donner quelques précisions sur la terminologie utilisée pour l'étude pétrographique des séries sédimentaires du Sénégal Oriental. En effet si, mis à part quelques exceptions, les noms affectés aux roches éruptives ont une signification à peu près universelle, il n'en n'est pas de même pour les roches sédimentaires. En fait il s'agit de choisir une classification, ce choix est difficile en raison du nombre et de la diversité des solutions proposées. Il semble que ce soit la classification; de GRABAU (in PETTJOHN 1949) qui soit la plus complète et la plus rationnelle. Cet auteur définit deux grands groupes : endo et exogénique, comprenant un certain nombre de sous-classes basées sur le mode de formation de chaque roche. Ces sous-classes sont elles-mêmes divisées sur des bases granulométriques et chimiques. GRABAU a attribué à chaque roche un nom qui grâce à un préfixe et un suffixe donne leur origine et leur granulométrie les remplaçant ainsi dans le cadre de la classification. Dans le groupe exogénétique, une hydrosilicarénite par exemple correspond à un grès déposé sous l'eau (hydro = déposé sous l'eau : silic: silice dominante, arénite : granulométrie du sable). Si cette classification est la plus logique, elle est malheureusement restée inemployée sans doute à cause du caractère inusité de sa terminologie.

En raison du caractère régional et surtout descriptif de ce mémoire, pour en faciliter la

lecture, nous avons préféré utiliser des noms plus familiers aux oreilles françaises. Sauf certains cas particuliers où je serais amené à préciser le sens dans lequel je les ai utilisés, la définition des termes employés ci-dessous est donnée dans le « Précis de Pétrographie » de J. JUNG (1958).

Cet auteur donne une classification générale des roches sédimentaires et résiduelles :

Lignée des roches détritiques	{	Anciens dépôts de blocs et cailloux	: conglomérats
		Anciens sables	: grès
		Anciennes boues	: pélites
Lignée des roches d'origine chimique ou biochimique	{	Résidus solides de l'altération restés sur place ou remaniés	argiles résiduelles latérites ou bauxites argiles sédimentaires
		Précipitation de sels dissous	calcaires dolomies phosphates
		Floculation de colloïdes	roches siliceuses " ferriques
		Evaporation	roches salines
		Dépôt de matière organique	charbon.

Au point de vue granulométrique l'échelle adoptée et exposée ci-dessous, est dérivée de celle de BOURCART.

<i>Diamètre moyen</i>	<i>Matériaux meubles</i>	<i>Matériaux indurés</i>
1.000 à 2 mm.	Cailloux ou ballast	Conglomérat
2 à 1 mm.	Sable grossier	grès grossier
1 à 0,5 mm.	Sable moyen	grès moyen
0,5 à 0,1 mm.	Sable fin	grès fin
0,1 à 0,02 mm.	Sable très fin	grès très fin
0,02 à 0,002 mm.	Roches ou boues	pélites
moins de 0,002 mm.	argiles	argiles

Les principales subdivisions de cette échelle granulométrique ont été basées sur des propriétés physiques des sédiments meubles (adhésion des éléments entre eux, mode de transport, percolation des eaux, etc...), ayant directement contrôlé leur sédimentation : la classification de BOURCART est donc naturelle. Notons dès maintenant que si pour les granulométries supérieures à 20 μ l'étude macroscopique et microscopique permet une classification facile, il n'en n'est pas de même pour les granulométries inférieures à 20 μ . En effet l'observation au microscope devient difficile et même impossible au-dessous de 2 μ : il est donc délicat d'estimer pour ces granulométries la part des minéraux détritiques et celle des minéraux authigènes. Nous reviendrons ultérieurement sur ce problème.

Lorsque cela est possible, c'est-à-dire lorsque la granulométrie est supérieure à 4μ et que la recristallisation n'est pas trop poussée, les diamètres maximaux,, moyens, et minimaux du grain des roches détritiques sont donnés. Les caractéristiques morphoscopiques de chaque roche (arrondi et sphéricité) ont été évaluées à l'aide du tableau donné par W. KRUMBEIN et L. SLOSS 1955).

Nous allons successivement étudier les termes les plus caractéristiques de la série. Nous débiterons par la base.

1° Le conglomérat de base

D'une façon générale le conglomérat de base est toujours plus ou moins bréchique; les galets sont constitués par des roches du socle : granite, cipolins, quartzites, que l'on peut observer en place à proximité.

Si l'on ajoute que ces galets sont peu roulés, on peut estimer que les éléments du conglomérat ont subi un transport très court. La pâte du conglomérat peut être soit argilogréseuse (Yamoussa) soit calcaire (ravin de Nandoumari).

2° Les calcaires rouges du ravin de Nandoumari

Au microscope (lames minces 22 771 — 23 817) cette formation se montre constituée pour 90 ou 95 % de calcite.

Ce minéral se rencontre sous plusieurs formes :

- Petites plages enchevêtrées;
- Grandes plages recristallisées;
- Oolithes le plus souvent intactes, quelquefois brisées; leur dimension varie 380 et 75μ (voir photo 2, planche V);
- Le quartz est représenté par quelques grains peu roulés et quelquefois nourris sur leur bord. Quelques plagioclases détritiques s'observent également;
- La limonite en films intergranulaires imprègne toute la roche; dans la L.M. 22 771 elle forme des trainées à bords nets : elle peut être d'origine fumerollienne, un sill de dolérite se trouvant à proximité.

Cette roche est un *calcaire oolithique légèrement gréseux*.

D'après un renseignement oral (J. M. AYMÉ 1959) certaines des oolithes seraient en réalité des oncolithes, organismes apparentés aux stromatolithes mais formant des concrétions sphériques.

Nous noterons à ce sujet que sur le flanc ouest de la butte de Pellèle existent des passées calcaires peu oolithiques où l'on observe des structures rappelant celles des stromatolithes.

3° Les argilites rouges

Elles se rencontrent soit associées aux calcaires rouges (ravin de Nandoumari) soit seules à la base des grès (SE de Takoutala). Une lame mince provenant de cette dernière localité (L. M. 27 156 éch. 1577; L : $11^{\circ}42$; l : $12^{\circ}27$) montre que ces argilites contiennent une faible proportion de grains de quartz détritiques dont le diamètre ne dépasse jamais 20μ . La limonite est présente.

4° Les grès de la falaise de Ségou

Nous décrirons trois lames minces prélevées respectivement vers la base, au milieu et près du sommet de cette formation.

L. M. 27 157 — Ech. 1575 (L : $11^{\circ}40$; l : $12^{\circ}27$) grès à ripplesmarks pris dans la falaise de Ségou juste au-dessus des éboulis de base.

Les grains de quartz forment la presque totalité de la roche; ils sont très rarement nourris.

D	M	m	m	S	M	m	m	A	M	m	m
(dimension)	380 μ	228 μ	38 μ	(sphéricité)	0,9	0,7	0,1	(arrondi)	0,5	0,3	0,1

On note également quelques grains de pélites gréseuses et quelques rares plagioclases détritiques.

Tous ces grains sont cimentés par de très petites plages de quartz associés à de la limonite. On remarque dans ce ciment un minéral non automorphe, analogue à de la glauconie recristallisée.

— Grès quartzeux fins

L. M. 27 155 — éch. 504 : Grès pris sur le sentier entre Yamoussa et Anfia (L. : 12°12; l. : 12°27).

A part la limonite qui forme des trainées (plus au moins moins diffuses, aucun autre minéral que le quartz.

Les grains sont fortement nourris (10 à 30 % de leur volume initial) et jointifs. Le nourrissage gêne les mesures de dimension et des caractères morphoscopiques; on peut estimer le diamètre du grain moyen avant le nourrissage à 110 μ , la sphéricité et l'arrondi à 0,7.

— Grès quartzites fins

Ech. 500 (L : 12°12; l : 12°21) : grès rosâtres pris dans la falaise d'Anfia au-dessous des premiers affleurements des pélites.

— Grains de quartz légèrement nourris (10 % environ) et jointifs. Les anciens contours sont irrégulièrement conservés. Diamètre du grain moyen 76 μ , du grain maximal 150. Sphéricité et arrondis mal visibles 0,5 à 0,9;

— Quelques grains de pélites gréseuses;

— Grains arrondis de glauconie, ce minéral semble avoir partiellement recristallisé (voir photo 3, planche V).

— Grès quartzite, très fin, à glauconie

Ces trois lames minces semblent indiquer que les grès ont tendance à s'affiner et qu'ils possèdent des indices de sphéricité et d'arrondi plus élevés vers leur partie supérieure.

La sédimentation se serait faite dans un milieu plus profond, le matériel subissant un transport plus long. Les ripple-marks sont du type asymétrique; ils seraient donc formés par des courants et non par des vagues. Il semblerait que les courants fussent dirigés du Nord vers le Sud, malheureusement les observations sont trop peu nombreuses pour que cette conclusion soit valable.

La glauconie vient confirmer ce que la présence des ripples-marks nous avait suggéré : ces grès sont d'origine marine.

5° Les pélites inférieures

L. M. 23 818 — éch. 503 : Pélites prélevées au sommet de la falaise d'Anfia au-dessus du sill de dolérite (L : 12°12; l : 12°21).

Cette roche a subi un léger métamorphisme de contact dû à la proximité du sill de dolérite. La présence de magnétite peut en particulier lui être attribuée.

Le grain de roche est très fin : il ne dépasse pas 15 μ ; on peut distinguer du quartz, des minéraux argileux, de la séricite. Dans cette pâte on peut observer des microbanes de grains de quartz pouvant atteindre 35 μ . Ces grains sont classés suivant la règle du « graded-bedding ». Il semble qu'il y ait eu une sédimentation rythmique avec apports épisodiques de matériel plus grossier. La roche est parcourue par de petites fractures remplies par du matériel clastique plus grossier : elles sont donc contemporaines de la sédimentation. Des structures de « slumpings » s'observent également. A LOMBARD (1950, p. 335) explique des phénomènes analogues par l'ouverture de fentes dans les vases sous-marines (voir photo 6, planche V). Ces fentes sont causées (ainsi que les slumpings) par des tassements ou de petites secousses tectoniques. Elles se remplissent ensuite lors d'une arrivée de matériel plus grossier amené par des courants de turbidité dont le déclenchement est dû aux mêmes phénomènes qui ont provoqué l'ouverture des microfentes.

Rappelons enfin que ces pélites contiennent des passées calcareuses.

6° Grès de Madina Kouta

L. M. 27 149 — éch. 153 — Route de Kédougou-Mali — 2 km S de Lougana (L : 12°19; 1 : 12°15).

Les grains de quartz ont subi un fort nourrissage; le diamètre du grain moyen se situe autour de 250 μ . Les indices de sphéricité et d'arrondi ne sont pas appréciables. De la limonite et un peu de glauconie s'insinuent entre le quartz.

Grès quartzite fin à glauconie

Il s'agit de grès d'origine marine (glauconie et ripple-marks) s'affinant vers leur partie supérieure.

7° Les pélites supérieures

L. M. 23 781; éch. : 179; 500 m au Sud du village de Sambadiouri (L. 12°54; 1 : 12°35) argilites bariolées.

Structure pseudobréchique due à une imprégnation hétérogène de limonite.

En réalité la roche est constituée pour sa plus grande partie, par une association microcristalline de quartz, calcite et minéraux argileux. Dans cette pâte des grains de quartz esquilleux, dont le diamètre moyen est de l'ordre de 80 μ , forment des alignements diffus. Il s'agit d'une *pélite calcareuse*.

La proportion de calcite est variable; la lame mince 23 715 provenant de l'échantillon 155 récolté sur le marigot Kannta à l'endroit où il coupe la route Kédougou-Mali, semble plus riche en calcite : ce minéral peut se concentrer en filonnets et lentilles.

Ces pélites, qui ont fréquemment été modifiées par le métamorphisme de contact, contiennent quelques bancs gréseux de quelques mètres de puissance. La L. M. 23 780 — éch. 178 a été taillée dans un de ces grès affleurant sur le marigot d'Akoudétiangui :

Les grains de quartz forment 70 % environ de la roche; ils sont nourris de façon irrégulière.

D	M	m	m
	570 μ	120 μ	50 μ

- La granulation est donc très hétérogène;
- Les indices d'arrondi et de sphéricité ne sont pas déterminables;
- Quelques plagioclases détritiques;
- Calcite : anciens grains arrondis en partie recristallisés;
- Tourmaline détritique assez fréquente;
- Limonite en imprégnation.

Grès fins calcareux.

La présence de ces bancs gréso-calcareux, dont la puissance ne dépasse pas dix mètres dans un contexte beaucoup plus fin, peut s'expliquer par l'existence de courants de turbidité.

D — Etude structurale

Une des caractéristiques de la série de Ségou-Madina Kouta est d'être non plissée. Au cours de la description des coupes nous avons pu constater que les pendages ne dépassent jamais 10° et se tiennent le plus souvent autour de 5°. Les pélites supérieures sont même subhorizontales.

Leurs directions sont dirigées vers le SE, plus rarement vers le S, exceptionnellement vers le SW. Un examen de la carte suggère que nous sommes en présence d'un bassin sédimentaire dont le centre se situait vers le SE. Nous remarquons également un certain nombre de cassures rectilignes alignées suivant deux directions principales : NE 40° et NW 310°. Ces accidents se retrouvent dans la série de Mali, ils sont donc relativement récents; nous aurons l'occasion d'en reparler ultérieurement.

E — Dénition stratigraphique et conclusion

Dans la zone où elle est la plus complète, la série de Ségou-Madina Kouta comprend de bas en haut :

- Conglomérat à tendance bréchique 2 m
- Calcaires oolithiques légèrement gréseux associés avec des pélites argileuses. . 50 à 100 m
- Grès quartzeux fins passant vers le haut à des grès quartzites fins à glauconie 600 m
- Pélites quelquefois calcareuses 500 m
- Grès quartzites fins (à glauconie ?) 300 à 400 m
- Pélites plus ou moins calcareuses avec bancs de grès quartzites fins interstr. . 600 à 800 m

Il est évidemment assez difficile, avec les données partielles que nous possédons de re tracer l'histoire du dépôt de cette série; nous allons tout de même essayer d'en faire une esquisse .

Le conglomérat de base indique le début d'une érosion rapide dont les débris se déposaient soit en milieu marin à faible profondeur, soit en milieu continental.

Une transgression nette est marquée par le dépôt des calcaires oolithiques et surtout par celui des grès inférieurs. Au début la sédimentation se fait en milieu peu profond : les calcaires oolithiques ne peuvent en principe se former à grande profondeur. Progressivement le bassin semble s'approfondir : les sédiments de gréseux deviennent pélitiques.

L'apparition brutale des grès quartzites supérieurs marque sans doute une régression accompagnée d'un renouveau de l'érosion sur le continent qui provoque l'arrivée d'un matériel plus grossier. On revient ensuite peu à peu à une sédimentation en milieu profond avec le dépôt des pélites supérieures plus ou moins calcareuses.

Il n'est pas possible de savoir si l'évolution du bassin s'arrête là ou si d'autres formations ont été déposées puis érodées avant le dépôt de la tillite. Le fait que cette dernière formation repose en parfaite concordance sur les pélites supérieures, dans la coupe Kédougou-Mali, incite à penser que celles-ci représentent bien le dépôt ultime du bassin.

Un problème se pose au sujet du rapport des grès inférieurs avec le reste de la série : les géologues pétroliers (J. M. AYMÉ, M. ARNOULD, R. Guillaume 1959) leur ont donné une position spéciale puisqu'ils en ont fait la série de Ségou, les opposant ainsi au reste de la série, groupé sous le nom de Madina Kouta. On peut supposer en effet qu'après le dépôt des grès inférieurs il y a eu émergence puis érosion partielle : cette solution explique de façon satisfaisante le fait que vers l'Est et vers l'Ouest cet épisode gréseux s'amincit et disparaît complètement. Par contre elle se heurte au fait que dans la coupe de la route Kédougou-Mali il semble y avoir continuité de sédimentation entre grès et pélites inférieures. Une autre solution peut donc être envisagée : le bassin où se déposaient les grès inférieurs avait son maximum de profondeur dans la région de Ségou; vers l'Est au contraire subsistaient des terres émergées. Le bassin s'approfondissant, les pélites inférieures transgressèrent directement sur ce continent. Cette solution me paraissant au moins aussi valable que la précédente, j'ai évité de séparer cet ensemble en deux séries. Cependant pour éviter la multiplication de nouveaux noms de série dans la littérature, j'ai groupé les deux séries distinguées par les géologues pétroliers en une seule : la série de Ségou-Madina Kouta.

III — SERIE DE MALI

A — Introduction

La série de Mali comprend des formations situées stratigraphiquement au-dessus de la tillite; géographiquement elle occupe la partie N W du massif de Mali. Rappelons que le massif est limité par une falaise de direction générale Est-Ouest. A l'Est du méridien 12°25,

ce ressaut est formé par les grès inférieurs de la série de Ségou-Madina Kouta qui dominent le socle birrimien. A l'Ouest de ce méridien la falaise est constituée dans sa majeure partie par des pélites que l'on retrouve d'ailleurs dans la plaine. Le relief est dû à un alignement de sills et amas doléritiques. L'importance de la falaise au point de vue géologique n'est donc pas aussi grande à l'Ouest qu'à l'Est du méridien 12°25.

La carte géologique Dakar-Est au 1/1.000.000 attribue un âge ordovicien aux formations du massif de Mali alors que celles de la plaine sont classées dans le Falémien.

B — Etude de coupes

Nous allons tout d'abord achever la coupe de la route Kédougou-Mali; nous décrirons ensuite un certain nombre de coupes situées dans la falaise terminale du massif de Mali.

1° Coupes à l'Est de Sanigourou (voir carte au 1/50.000)

a) Coupe de la route Kédougou-Mali (voir figure 18)

Au chapitre précédent nous avons décrit la partie de cette coupe située sous la tillite; nous étudierons ci-dessous les formations se trouvant au-dessus de ce niveau repère :

— A quelques centaines de mètres au N W du village de Sonbiméré en remontant le marigot Kannta, à partir du point où il coupe la route, il est possible d'observer successivement du bas vers le haut :

- 1 Pélites calcareuses bariolées appartenant à la série de Ségou-Madina Kouta;
- 2 Tillite telle que nous l'avons décrite au chapitre précédent 1,50 m
- 3 Pélites schisteuses jaunâtres 3—4 m
- 4 Grès quartzites blancs présentant à leur base des passées microconglomératiques à galets de quartz blanc 20 m
- 5 Jaspes gris-bleus 3 m
- 6 Pélites grisâtres modifiées dans leur partie supérieure par du métamorphisme de contact 100 m
- 7 Sill de dolérite 50 m

En poursuivant vers Mali on traverse une succession de sills de dolérites et de pélites, le plus souvent transformés par le métamorphisme de contact, en roches sombres à cassure esquilleuse se débitant en dalles sonores.

Cet empilement dolérite-pélite dépasse 1.000 mètres de puissance. Le long de la route Kédougou-Mali, d'abondants éboulis ne permettent guère de se faire une idée de l'importance relative de ces deux formations HUBERT H. 1918) décrit une coupe entre Mali et le village de Madina Tanguié (15 km W.N W de Mali) où les puissances cumulées des pélites et des dolérites sont respectivement de 530 et 565 mètres.

Notons enfin que dans la coupe que nous venons d'étudier, la base de la tillite se trouve approximativement à la cote 480. L'ensemble des formations est horizontal ou subhorizontal; on peut parfois remarquer des microplissements dus à la mise en place des masses doléritiques; ceci est valable pour toutes les coupes que nous décrirons ultérieurement.

b) Coupe du sentier Walidiala-Toilé (figure 21)

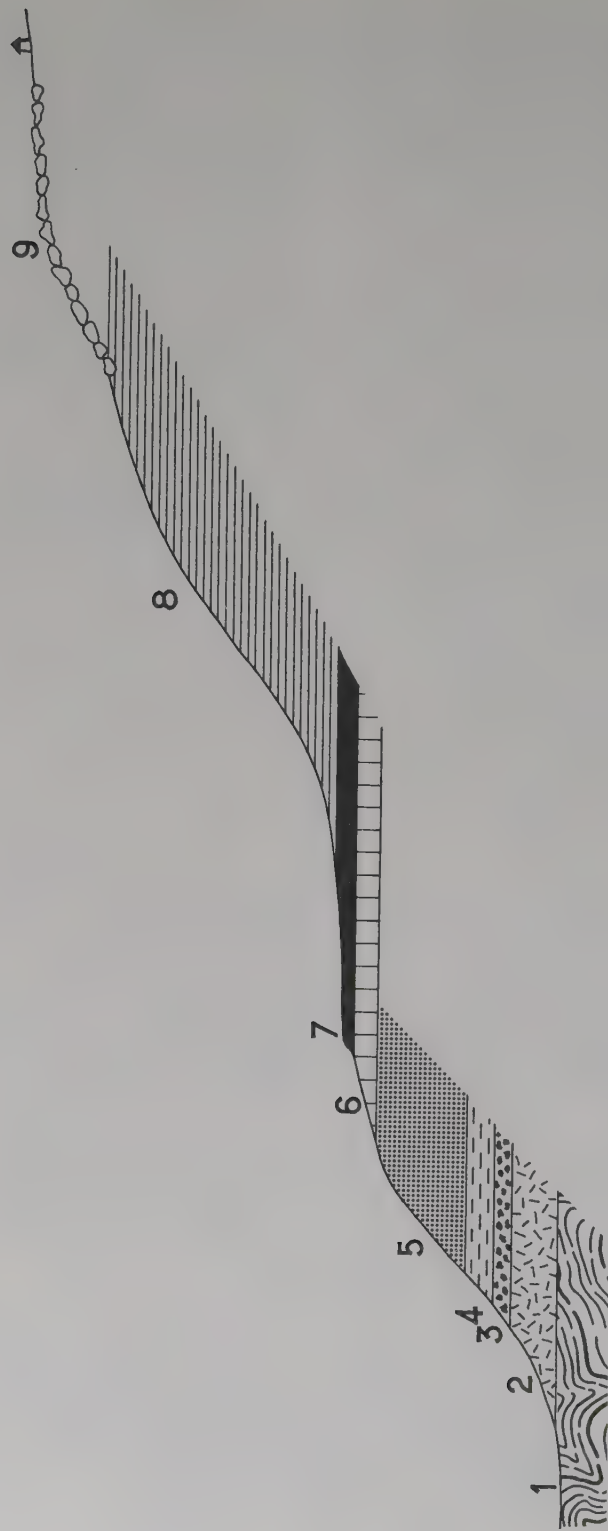
Cette coupe et celles qui vont suivre sont placées sur la falaise terminale du massif de Mali (voir carte 1/50.000).

Les villages de Toïle et Walidiala sont situés à une dizaine de kilomètres à l'Ouest de Ségou. Walidiala se trouve dans la plaine; la coupe débute à ce village.

- 1 Le sentier suit d'abord la vallée d'un affluent du Tiokoye, où affleurent des quartzites et leptynites birrimiens.
- 2 Calcaires rouges oolithiques 10-15 mètres

COUPE DU SENTIER WALIDIALA TOILE

S.E.
Toilé



- 1 Socle birrimien
- 2 Calcaires rouges
- 3 Tillite
- 4 Pérites gréséo-calcaireuses
- 5 Grès arkosiques

- 6 Dolomies - calcaires
- 7 Silexites à faciès jaspe
- 8 Pérites
- 9 Eboulis doléritiques



FIG. 21

Ces calcaires sont identiques à ceux décrits à la base du ravin de Nandoumari (voir chapitre précédent)

- 3 La tillite repose en concordance apparente sur ces calcaires; elle est formée d'une pâte argilo-calcaireuse grisâtre où sont noyés des galets hétérométriques de granite, aplite, quartzite et cipolins birrimiens. La puissance de cette formation varie rapidement : 5-10 mètres le long du sentier, 20 mètres quelques centaines de mètres plus à l'Ouest. Sa cote est de 220 mètres.
- 4 Pélites grésocalcaires, se débitant en plaquettes de quelques centimètres d'épaisseur,
- 5 Grès blanchâtres à tendance arkosique formant d'abondants éboulis.
L'ensemble de ces grès et des pélites du niveau 4 a une puissance de .. 50 m
- 6 Dolomies calcaires grisâtres ou verdâtres avec un banc de barytine de 5 à 10 cm de puissance. Vers leur toit ces dolomies sont parcourues par des filonnets de cherts 10 m
- 7 Jaspes polychromes (vert, blanc bleu, noir) formant une corniche bien visible sur photos aériennes. La roche dure et compacte possède des joints de stratification qui provoquent son débit en parallélépipèdes d'une dizaine de centimètres d'épaisseur. La puissance de ces jaspes peut atteindre 10 m
- 8 Pélites passant vers leur sommet à des cornéennes en plaquettes: une centaine de mètres.
- 9 Quelques centaines de mètres avant Toïle, le sentier traverse de puissants éboulis de dolérite. Le village est surmonté par un sill doléritique dont la puissance dépasse 100 m

c) *Coupe du ravin au NW de Nandoumari (voir carte 1/50.000 et figure 20).*

Dans cette coupe décrite au chapitre précédent, nous avons pu constater que la tillite se trouvait à des altitudes différentes : 280, 360 et même 440 mètres en admettant que les galets trouvés sur le plateau terminal sont des débris de cette formation. Au niveau 280, la tillite est surmontée par les formations 4, 5 et 6 de la coupe b (Toïde Walidiala).

A cet endroit l'épaisseur de 4 et 5 ne dépasse pas une vingtaine de mètres.

d) *Coupe de la haute vallée du Tiokoye (voir carte 1/50.000).*

En remontant le marigot Tiokoye qui coule dans une gorge orientée W.SW — E.NE, il est possible d'observer la tillite épaisse de 20 mètres, reposant directement sur des quartzites birrimiens. De puissants éboulis doléritiques masquent le reste de la série : quelques pointements de grès du niveau 5 de la coupe b ont été repérés. La base de la tillite se trouve à une altitude de 300 mètres à l'extrémité occidentale de la gorge.

e) *Coupe à l'Ouest de l'éperon du village Tiokoye (voir carte au 1/50.000 et figure 22).*

De bas en haut on observe :

- 1 Granite orienté à biotite
- 2 Micaschistes birrimiens
- 3 Tillite à ciment calcaireux 10 m
- 4 Grès en plaquettes et pélites gréseuses 10 m
- 5 Grès quartzites à trous, visibles sur 10 m
- 6 Dolérite et éboulis doléritiques.

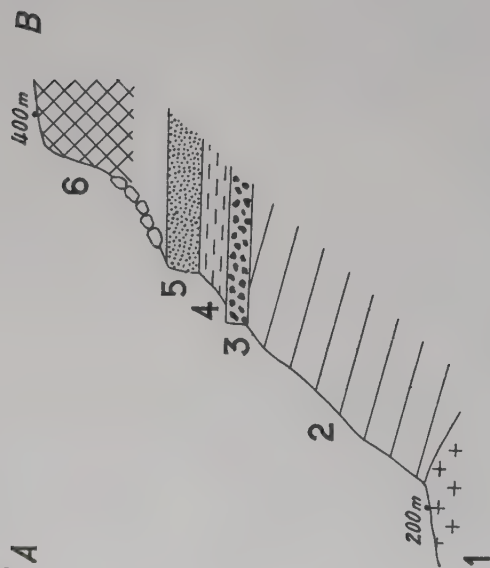
La tillite se trouve à la cote 300.

f) *Coupe de l'éperon à 3,5 km à l'Ouest de Yerongueto (figure 22).*

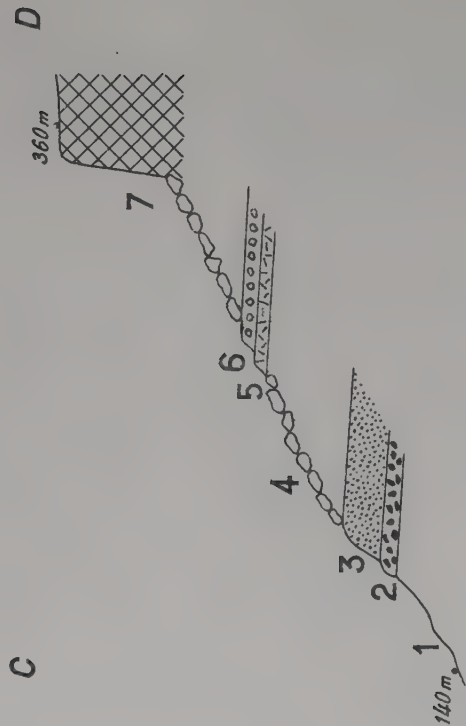
De bas en haut on observe :

- 1 Migrogranite birrimien
- 2 Tillite 2 m

130 A



COUPE DE TIOKOYE



COUPE DE YERONGUETO

Echelle: 1/200 000



FIG. 22

- 3 Grès blancs grossiers à trous, visibles sur une dizaine de mètres
- 4 Eboulis
- 5 Arkose grisâtre 10 m
- 6 Grès sombres à micro-galets de quartz blanc 3 m
- 7 Dolérite et éboulis doléritiques.

Cette coupe est marquée par de nombreux éboulis; la tillite se trouve à la cote 180.

g) *Coupe à 1 km à l'Ouest de Sanigourou (figure 23)*

De bas en haut on observe :

- 1 Cipolins birrimiens
- 2 Eboulis comportant des bloc de tillite
- 3 Grès quartzites fins 2 m
- 4 Pélites 3 m
- 5 Grauwacke sombre à galets de quartz blanc 2 m
- 6 Pélites gréseuses 5 m
- 7 Jaspes gris-clair 2 m
- 8 Pélites en voie de transformation en cornéennes visibles sur 10 m
- 9 Dolérite et éboulis doléritiques.

La cote probable de la tillite est de 140.

A l'Ouest du village de Sanigourou qui se trouve à la base de la falaise à une altitude de 120 m, on peut observer dans la plaine, non plus les formations birrimiennes, mais des pélites ou des jaspes, c'est-à-dire des niveaux stratigraphiquement supérieurs à la tillite.

La limite du Birrimien et de ces formations possède une orientation sensiblement méridienne. L'ancienne carte Dakar-Est au 1/1.000.000 classe les pélites et les jaspes de la plaine dans le Falémien; nous reviendrons ultérieurement sur ce problème.

Les coupes que nous venons de décrire permettent de dégager dès maintenant quelques idées d'ordre général :

— La tillite correspond à une transgression marquée par une discordance cartographique : elle repose indifféremment sur le socle birrimien ou sur la série de Ségou-Madina Kouta dont elle prend tous les termes en écharpe.

— Les coupes b, c, d, e, f, g montrent que, mis à part une exception locale, l'altitude de la tillite diminue en allant vers l'Ouest. A partir du village de Sanigourou, cette formation se trouve sous le niveau de la plaine : *la série de Mali s'enfonce vers l'Ouest*;

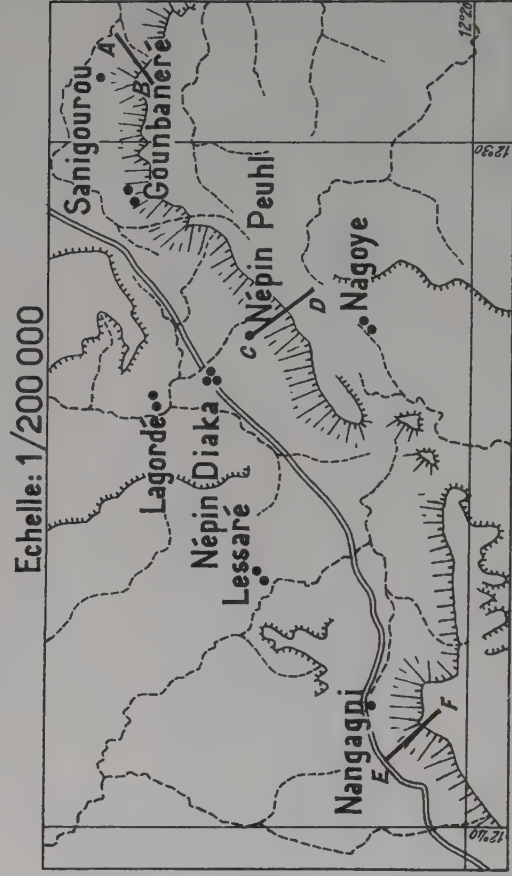
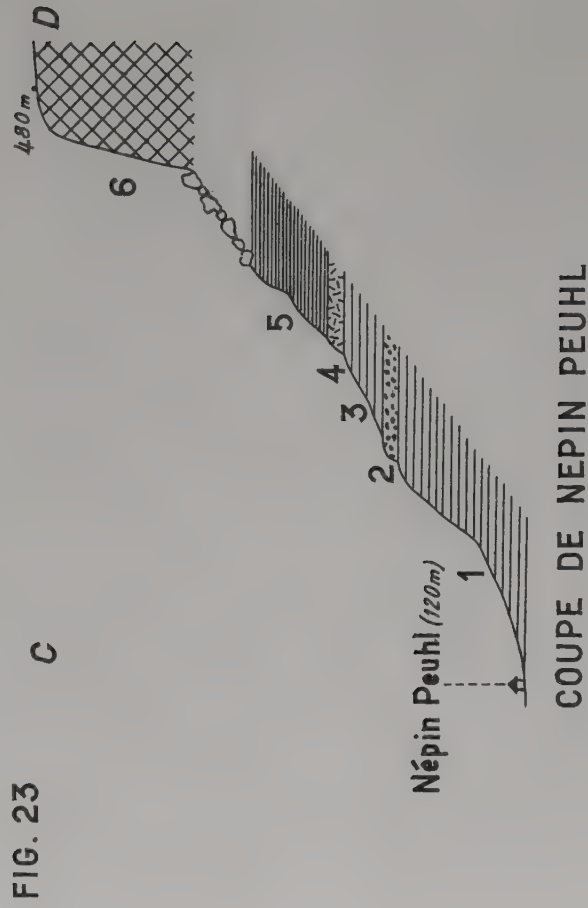
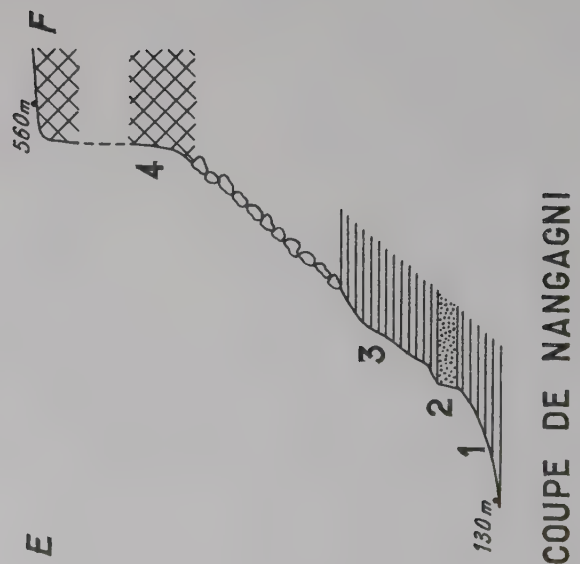
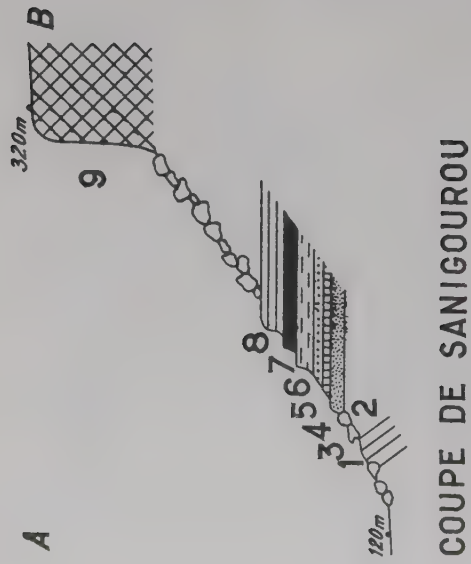
— Les coupes b, c, d permettent de constater que la cote de la tillite passe rapidement d'Est en Ouest, de la cote 360 (coupe c) à la cote 220 (coupe b) puis remonte à la cote 300 (coupe d). Il ne semble pas que cette variation puisse s'expliquer par le jeu des failles repérées sur le terrain. Nous remarquerons que la zone basse est située sur un axe N-S. présentant des caractères assez particuliers :

Il correspond à la zone où la série de Ségou-Madina Kouta disparaît.

Le long de son prolongement vers le Sud se sont mis en place de puissants amas de dolérite ayant probablement emprunté une ou plusieurs cassures profondes.

Les géologues pétroliers (M. ARNOULD, J. M. Ayme, R. GUILLAUME rapport inédit 1959) ont placé de long de cet axe une faille ayant joué à des époques différentes : une première fois après le dépôt des grès inférieurs de la série de Ségou-Madina Kouta, une deuxième fois après celui de la série de Mali. La disposition des grès inférieurs à l'Ouest du méridien 12°25 et celle de la tillite à l'Est de ce même méridien peuvent être ainsi expliquées.

En réalité il semble que les choses soient beaucoup plus complexes et que la tectonique ait joué un rôle plus nuancé; en effet les coupes b et c prouvent que si la disparition de la série de Ségou-Madina Kouta est rapide, elle est tout de même progressive : dans la coupe b par exemple, cette série est encore représentée par une dizaine de mètres de calcaires oolithiques. Cette observation suggère que la tillite a enseveli et en quelque sorte fossilisé un paléorelief.



Nous avons vu dans le chapitre précédent que le bassin dans lequel s'était déposé la série de Ségou-Madina Kouta était centré vers le SE ; les observations faites au Sud de Walidiala indiquent que cette série a été démantelée sur sa bordure NW : l'appel d'érosion provenait donc de cette direction. Il est intéressant de noter qu'au paragraphe précédent nous avons constaté que la série de Mali et par conséquent le socle s'enfonce vers l'Ouest. Ces deux faits nous amènent à présumer qu'avant même le dépôt de la tillite, il existait vers l'Ouest une fosse (ou bassin) vers laquelle partaient les produits de l'érosion de la série de Ségou-Madina Kouta. Cette remarque prendra une certaine importance dans le prochain chapitre.

— La stratigraphie de la base de la série de Mali (jusqu'aux jaspes y compris) peut varier notablement sur de courtes distances :

- Les calcaires semblent absents dans la coupe a ;
- Le banc de grès situé au-dessus de la tillite (coupes b, c, d, e) semble diminuer et disparaître entre les villages de Tiokoye et Sanigourou ;
- L'épaisseur de la tillite n'est pas constante (1 à 20 mètres).

Ces variations locales s'expliquent très bien si l'on admet que la transgression de la série de Mali s'est effectuée, non sur une surface pénéplanée, mais sur un relief assez marqué qui créait des conditions de sédimentation tout à fait locales.

2° Coupes à l'Ouest de Sanigourou

Ces coupes, contrairement aux précédentes, ne concernent plus la base de la série ; elles donnent par contre des indications sur le complexe pélique situé au-dessus de la tillite.

a) Coupe de Nepin Peuhi (figure 23)

La coupe part du village au pied de la falaise et s'achève au sommet de celle-ci.

De bas en haut :

- | | |
|--|------|
| 1 Pélites jaunâtres se débitant en plaquettes ovales | |
| 2 Banc de microquartzite contenant des galets peu roulés | 1 m |
| 3 Pélites grises | 30 m |
| 4 Grauwacke lithique grossière | 1 m |
| 5 Pélites sombres (métamorphisme de contact) | |
| 6 Dolérite et éboulis doléritiques. | |

Dans les pélites, particulièrement dans celles du niveau 5, on remarque de petits plissements de quelques dizaines de centimètres ou quelques mètres d'amplitude, et de nombreuses diaclases : il semble que la mise en place de la dolérite soit à l'origine de cette microtectonique. Notons enfin que parmi les éboulis masquant en partie le niveau 5, j'ai pu observer un bloc de cipolin dont le banc origine n'a pas été retrouvé.

b) Coupe à 2 km à l'Ouest de Nangagni (figure 23)

De bas en haut :

- | | |
|--|------|
| 1 Pélites jaunâtres | |
| 2 Grès roses fins | 10 m |
| 3 Pélites grisâtres transformées par le métamorphisme de contact | |
| 4 Pélites et éboulis doléritiques | |

c) Coupe de la falaise au Sud de Termessé

Dans l'entaille de la route Termessé-Touba il est possible d'observer le passage graduel entre les pélites jaunes de la partie inférieure de la falaise aux pélites grisâtres à cassure esquilleuse de la partie supérieure. Les pélites sombres sont surmontées directement par la couche de dolérite qui couronne la falaise : le changement de couleur et de dureté des pélites doit donc être attribué au métamorphisme de contact développé par la dolérite. Dans les pélites sont interstratifiés de nombreux bancs de grès roses dont l'épaisseur ne dépasse que rarement 0.50 mètre.

d) Affleurements dans la région au Sud de Termessé

Dans toute cette région affleurent les pélites jaunâtres, se débitant en plaquettes ovales, déjà décrites dans les coupes précédentes. Ces roches semblent constituer, en volume, la presque totalité de la série; elles contiennent cependant assez fréquemment des bancs gréseux rosâtres et plus rarement des grauwackes. Il semble que les passées gréseuses soient concentrées dans la partie inférieure du complexe pélitique. Les sills de dolérite sont nombreux; ils développent un métamorphisme de contact très net. Tout l'ensemble est subhorizontal. Toutefois à l'Ouest de Sougué, dans la région de Niella, des plissements de plus en plus intenses affectent la série : les pendages peuvent atteindre 90°.

Nous reparlerons de ces plissements au paragraphe consacré à l'étude structurale de la série.

C — Etude pétrographique

Nous étudierons les différents termes de la série de Mali en suivant leur ordre chronologique :

1° La tillite (voir photo 5, planche V)

Cette formation signalée par R. FURON en 1932 dans le Soudan Occidental, a été étudiée par L. BAUD. Cet auteur en donne une description précise dans sa note du 10 juillet 1933 :

« Ce conglomérat est formé d'une pâte argileuse, légèrement calcareuse, dans laquelle sont incorporés des cailloux les plus divers plus ou moins roulés, quelquefois encore nettement anguleux avec simplement des arêtes émoussées. La dimension des éléments est des plus variables. Leur nature est très diverse : on y rencontre des granites roses ou rouges, des granites blancs, des pegmatites, des gneiss, des roches vertes et des quartzites gris-violacé. Ces derniers sont de très loin les plus abondants. Parfois le conglomérat est schistoïde avec très peu de cailloux et on peut le confondre avec un schiste argileux... L. BAUD conclut : « Lithologiquement il ressemble à un conglomérat fluvio-glaciaire ».

Cette origine glaciaire a été vérifiée par la découverte de galets striés (C. BENSE 1961). Au Sénégal Oriental nous avons pu également mettre en évidence cette caractéristique des formations glaciaires (photo 4, planche V) dans la région de M'Béma, le long de la route Youkounkoun-Kédougou. L'origine glaciaire du conglomérat calcaire-argileux est donc bien établie; il convient cependant de s'attarder sur le terme de tillite, peu usité en France où les formations glaciaires les plus connues sont surtout les moraines quaternaires. En Norvège, aux U. S. A., en Afrique au Sud de l'Equateur, les tillites sont fréquentes et ont fait l'objet de nombreuses études. F. PETTJOHN (1957) donne les principales caractéristiques de ces formations :

— La roche comprend deux phases, l'une fine, l'autre grossière. La première est la plupart du temps la plus importante (W. KRUMBEIN estime qu'elle constitue de 50 à 90 % du total de la roche).

— Galets de provenances et de tailles diverses possédant des formes particulières : C. WENTWORTH (1936) a effectué à ce sujet une étude statistique montrant que les galets glaciaires ont tendance à avoir des faces tabulaires parallèles, et une forme pentagonale. Posés sur leur grande face, ils montrent une extrémité plus effilée : C. WENTWORTH parle de forme en « fer à repasser ». Ces galets présentent souvent des creux qui peuvent leur donner une allure réniforme. Les stries sont relativement rares sur les galets non schisteux; l'auteur cite le chiffre de 1 % pour un échantillon de tillite pris au hasard.

F. PETTJOHN conclut en faisant remarquer que « les formations telles que les lits de boue, les glissements de terrain et certains tufs volcaniques peuvent ressembler à des tillites mais que ces formations, à l'exception de celles qui sont d'origine volcanique, sont limitées dans l'espace, ne contiennent jamais de galets striés et à facettes et qu'elles n'ont aucune relation avec des argiles feuilletées à blocs ».

Au point de vue mode de formation, il est admis que la tillite est liée à des phénomènes glaciaires ou périglaciaires : elle peut être de type continental, marin ou lacustre. Ces deux derniers types sont caractérisés par la prédominance de la phase fine sur la phase grossière. La phase grossière serait purement glaciaire : blocs et cailloux abandonnés par la banquise ou les icebergs lors de leur fusion en pleine mer. La phase fine représenterait, *pro parte*, la sédimentation détritique normale; la grande quantité de grains cataclastiques qu'elle contient serait tout de même liée à l'érosion glaciaire.

La tillite telle que nous l'avons observé répond donc au type lacustre ou marin. Il est normal en raison de son énorme extension de la considérer comme marine. Il est toutefois difficile de savoir si cette tillite s'est déposée dans la mer entourant un inlandsis ou si, au contraire, elle résulte du recul de cet inlandsis, recul accompagné par une transgression qui remaniait plus ou moins le matériel glaciaire.

Trois lames minces ont été taillées dans la tillite de la série de Mali :

L. M. 23 782 — éch. 195 — Piton à l'Ouest de Tiokoye (L. : 12°25; l. : 12°23).

Cette roche est grisâtre; elle contient des galets et des blocs (pouvant atteindre un demi mètre cube) non jointifs parmi lesquels on distingue des granites, des cipolins et gneiss birimiens, des grès quartzites.

Au microscope la pâte apparaît comme étant grésocalcaireuse : nombreux grains de quartz esquilleux, quelques feldspaths assez frais. Ces éléments dont la taille varie entre 200 et 20 μ , sont cimentés par de la calcite, de la sérécite, du quartz mal exprimé et des minéraux argileux.

Les lames minces 23 174 (L. : 12°22; l. : 12°80) et 23 779 (L. : 12°17 et l. : 12°12) taillées dans les échantillons 156 et 176 sont analogues. On note toutefois que l'échantillon 156 contient des mouches de malachite.

2° Grès et pélites se trouvant au-dessus de la tillite mais au-dessous des dolomies calcaires

Ces deux formations bien représentées dans la coupe (b, 1°) sont pourtant assez locales et semblent varier assez rapidement, tant du point de vue faciès que puissance. Au Soudan et dans le Nord du Sénégal Oriental, ces grès et pélites sont inconnus : les calcaires reposent directement sur la tillite.

a) Les pélites au-dessus de la tillite

Il peut s'agir soit de pélites schisteuses (coupe a, 1°), soit de pélites à tendance grésocalcaireuses (coupe b, 1°).

Taillée dans ces dernières la lame mince 23 178 (L. : 12° 30; l. : 12° 44) nous montre une structure assez hétérogène : des grains esquilleux et non jointifs sont noyés dans un ciment pélitique :

— Grains esquilleux de quartz et plus rarement de feldspath.

D	M	m	m	S	M	m	m	A	M	m	m
	160 μ	80 μ	20 μ		0,9	0,5	0,1		0,3	0,1	0,1

— Ciment très fin où l'on distingue des minéraux argileux, de la calcite, des oxydes de fer. De très petites paillettes de sérécite et quelques chlorites semblent de néoformation. Il s'agit de *pélites grésocalcaireuses*.

Cette roche offre beaucoup d'analogies avec le ciment de la tillite. Sur le terrain les deux formations sont d'ailleurs en parfaite concordance; dans leur partie inférieure elles contiennent de place en place un bloc ou un galet isolé (coupe b, 1°) : il s'agit d'un bel exemple d'argiles à blocs.

b) Les grès

La lame mince 23797 (éch. 304, L : 12°25; l : 12°23) provenant de la coupe (e, 1°), à l'Ouest de l'Eperon du village de Tiokoye, présente une structure détritique hétérogène : — Des grains de quartz légèrement nourris sur leurs bords, souvent polycristallins forment 50 % de la roche.

D	M	my	m	S	M	my	m	A	M	my	m
	2000 μ		100 μ		0,9	0,7	0,5		0,9	0,7	0,1

— Ciment formé par d'autres grains plus petits, non arrondis dont la taille varie de 10 à 50 μ . Ils semblent avoir en partie recristallisé. De la limonite et de l'hématite s'insinuent entre les grains de quartz.

Il s'agit de *grès quartzeux à tendance micro-conglomératique*.

La lame mince 23575 provenant de l'échantillon 297 prélevée dans le niveau 6 de la coupe f (L : 12°27; l : 12°25; Ouest de Yérongueto) présente un caractère particulier : de nombreux grains de quartz à golfes de corrosion semblent provenir de rhyolites ou de micro-granites.

La surface des affleurements gréseux présente souvent des trous hémisphériques d'un diamètre variant entre 1 et 2 cm. Nous avons pu constater que dans la roche massive, ces trous correspondent à des poches sphériques où les grains de quartz ne sont pas cimentés.

Notons enfin que cet épisode gréseux disparaît en passant latéralement à des pélites. Ce passage s'effectue à l'Ouest de Sanigourou.

3° Les dolomies calcaires

Ce niveau épais d'une dizaine de mètres est très homogène : c'est une roche gris verdâtre finement cristallisée avec peu de joints de stratification. Près des dolérites la calcite a pu recristalliser en filonnets blancs de quelques centimètres de puissance. Une analyse chimique effectuée sur l'échantillon 1655 provenant de la butte de Pellèle (L : 12°22; l : 12°21) (coupe c, 1°) permet de classer cette roche dans la catégorie des dolomies calcaires (CaO 33 %, MgO 17 %). Nous aurons l'occasion dans un prochain chapitre de comparer diverses analyses de ces dolomies calcaires. Dans la coupe (b, 1°) (Toïle-Walidiala) un petit banc de barytine d'une dizaine de centimètres de puissance se remarque dans la partie supérieure de ces dolomies. Cette barytine massive tranche par son éclat gras sur les dolomies calcaires. Il est difficile de dire si ce minéral est épi ou syngénétique; le baryum tant par ses propriétés chimiques que par son rayon ionique est très proche du calcium : les deux hypothèses sont possibles.

La présence de barytine dans les dolomies au-dessus de la tillite, est une chose extrêmement courante, signalée par de nombreux observateurs. Vers leur toit les dolomies sont traversées par de petits filonnets de cherts. La lame mince 23587 (éch. 533) taillée dans cette zone n'a pas permis de mettre en évidence les phénomènes de remplacement des carbonates par la silice, suggérés par les observations de terrain.

4° Les silexites à faciès « jaspe »

Sur le terrain et dans la description des coupes nous avons employé le terme de jaspe pour désigner des roches siliceuses très dures, à grain non visible à l'œil nu et à cassure conchoïdale. Au microscope (L. M. 27151 éch. 161; L : 12°22; l : 12°08; prélevé sur le marigot Kannta en amont de la route de Kédougou-Mali), cette roche se montre constituée uniquement par du quartz en association micro ou cryptocristalline, à l'exclusion de tout grain clastique. Seuls quelques joints de la roche sont tapissés par des oxydes de fer et de la séricite. La structure microscopique de nos « jaspes » ne correspond donc pas à la définition de ces roches telle qu'elle est donnée par J. JUNG (1958) ou L. CAYEUX (1929). Pour ces deux auteurs il faut que les jaspes contiennent des radiolaires bien conservées.

Par contre leur aspect macroscopique est bien celui que L. CAYEUX (1929 p. 318) attribue aux jaspes :

« Ce sont des roches à cassure large, parfois conchoïdale, dépourvues de grain
« tant elles sont fines, d'aspect terne et douées d'une grande opacité. Leur couleur
« est uniforme ou non, les teintes les plus répandues sont le rouge-brun, le rouge-
« brique, le brun, le jaune, le vert, le violet, le bleu-lavande, etc... ».

L'auteur insiste également sur le fait que les jaspes ne contiennent pas de grain clastique.

Peut-on penser que nous sommes en présence de véritables jaspes dont les radiolaires auraient, par suite de la recristallisation, complètement disparues ? C'est peu probable : nos « jaspes », s'ils sont très anciens, n'ont subi aucune action tectonique importante, la recristallisation qu'ils ont subi est très fine : il semble que les structures des radiolaires auraient été conservées. Le nom de jaspe ne peut donc être appliqué.

Le fait que dans la coupe b, nous ayons pu observer des filonnets de cherts au sommet des dolomies-calcaires, peut suggérer que ces « jaspes » représentent en réalité une partie des roches carbonatées complètement silicifiées. Le nom de chert pourrait alors leur être attribué. Il ne semble pas que ce processus de formation métasomatique puisse être envisagé : les filonnets de cherts sont très localisés et jamais très importants, de plus, dans la masse du banc jaspeux on ne trouve pas, comme c'est souvent le cas dans les cherts, de témoins du remplacement de la calcite par la silice. Il y a eu certes des phénomènes de remplacement entre silice et carbonates mais il ne semble pas qu'ils aient eu une grande importance.

Il faut donc admettre que la silice s'est déposée directement par précipitation. Le processus de formation a été décrit par de nombreux auteurs (A. CAROZZI 1953, F. PETTICHOHN, 1949). De telles roches sont appelées cherts par les anglosaxons, ce terme étant volontairement très extensif. Dans un « Essai de nomenclature des roches sédimentaires », un groupe de géologues français (1961) a proposé le terme de silexite pour désigner les roches siliceuses à grain très fin, chimiques, biochimiques ou pyroclastiques, massives ou litées. Nous appellerons donc nos « jaspes » silexites, en précisant qu'ils possèdent un « faciès jaspe ».

5° Les pélites

Ces roches représentent le terme le plus important de la série de Mali; elles dépassent 500 mètres d'épaisseur. Lorsqu'elles sont loin de tout sill de dolérite, elles ont une couleur jaunâtre ou beige; elles sont tendres et fissiles, elles happent très légèrement à la langue. Ces roches se débitent en plaquettes de 0,5 à 3 cm d'épaisseur; altérées ces plaquettes prennent une forme ovale très caractéristique.

Au microscope (L. M. 23751 éch. 99 provenant du village de Nangagni) cette roche montre une structure hétérogène :

— Grains esquilleux non jointifs : quartz dominant, feldspaths micas.

D	M	my	m	S	M	my	m	A	M	my	m
	200 μ	100 μ	20 μ		0,7	0,3	0,1		0,9	0,7	0,1

— Ciment très fin où l'on distingue des minéraux argileux, du quartz, de la chlorite et de la séricite. Ces deux derniers minéraux semblent *pro parte* de néoformation, ce qui indique la proximité du seuil de métamorphisme.

Il s'agit d'une *pélite gréseuse*. Les nombreuses lames minces taillées dans les pélites montrent des structures analogues; seules varient les proportions des grains détritiques.

Une analyse aux rayons X effectuée sur l'échantillon 99 indique la présence de séricite et d'illite à l'exclusion d'autres minéraux argileux.

Interstratifiés dans cet ensemble pélitique, on rencontre assez fréquemment des passées gréseuses plus rarement des grauweekes, exceptionnellement des conglomérats.

— De petites passées conglomératiques ont été repérées au milieu des pélites aux envi-

rons des villages de Sanigourou, Gounbanbéré et de Nepin Peuhl (coupe h; 1°). Leur puissance est de l'ordre du mètre; lorsqu'elles se trouvent près d'une dolérite elles peuvent être affectées par le métamorphisme de contact : les galets calciques qu'elles contiennent peuvent être en particulier auréolés par de l'épidote (L. M. 23764 éch. 117; L : 12°31; l : 12°24). En général les galets de ces conglomérats sont assez bien classés, polygéniques; la pâte qui les cimente est toujours assez abondante. Etant stratigraphiquement assez proches de la tillite de base, on pourrait être tenté de les considérer comme des récurrences de ce niveau; leur aspect général, le fait qu'ils soient relativement bien classés, rendent cette interprétation hasardeuse. Nous les considérons comme des conglomérats intraformationnels.

— *Des grauweekes* s'observent également, surtout dans la partie ouest : L. M. 23508, éch. 91. Piste Koubia-Lanpouken (L : 12°40; l : 12°13).

— Grains esquilleux d'origines variées : quartz (souvent d'origine rhyolitique), plagioclases altérés, épidote, micaschistes à muscovite, psammites et pélites, roches volcaniques (basaltes et andésites). Les grains d'origine lithique sont dominants :

D	M	my	m	S	M	my	m	A	M	my	m
	200 µ	750 µ	40 µ		0,9	0,3	0,1		0,7	0,3	0,1

— Pâte très fine où l'on distingue du quartz de la chlorite et de la séricite, des matériaux argileux, de la limonite.

Il s'agit d'une *grauwacke lithique à grain moyen*.

Bien qu'ici le terme de grauwacke corresponde à la définition donnée par J. JUNG (1958) nous aurons l'occasion de l'utiliser par la suite dans un sens plus étendu que ne l'a fait cet auteur : les Anglo-Saxons (voir F. PETTJOHN 1957, p. 291) appellent grauwacke, toute roche détritique dont la phase clastique est cimentée par une matière détritique (et non chimique) formant au moins 15 % du volume total de la roche.

Si parmi les clastiques les fragments de roche sont plus nombreux que les grains de feldspaths, il s'agit d'une grauwacke lithique; dans le cas contraire, c'est une grauwacke feldspathique. Nous utiliserons cette définition car elle permet de grouper les roches formées dans des conditions spéciales : la plupart des auteurs interprètent les grauweekes comme sédiments de géosynclinaux en évolution.

Le fait que les fragments de roches volcaniques contenus dans la grauwacke dont nous avons donné la description ne soient pas métamorphiques, prouve qu'une phase volcanique a eu lieu entre la fin du Birrimien et le dépôt de cette grauwacke; l'état de fraîcheur, le caractère peu roulé des grains semblent prouver que cet épisode volcanique n'était guère éloigné ni dans le temps, ni dans l'espace des dépôts pélitiques.

— *Les grès interstratifiés dans les pélites* semblent assez particuliers

La lame mince 23064 taillée dans l'échantillon 101 provenant de la falaise au Sud de Nangagni (L : 12°39; l : 12°21) montre une structure détritique à grains non jointifs.

Ces grains comportent 70 % de quartz, 25 % de feldspaths, 5 % de roches de diverses origines.

D	M	my	m	S	M	my	m	A	M	my	m
	400 µ	100 µ	20 µ		0,9	0,5	0,3		0,7	0,3	0,1

Ils sont cimentés en grande partie par un ciment *calcaro-pélitique*.

Il s'agit d'un *grès arkosique à ciment calcaro-pélitique*.

La L. M. 22771, éch. 100 provenant également de la falaise au-dessus de Nangagni montre une structure analogue, mais contient des galets mous de pélites.

Ces grès témoignent d'une sédimentation dans une zone orogéniquement active : ils sont proches des grauweekes.

Passées conglomératiques, grauweekes, grès arkosiques, prouvent que la sédimentation de la partie supérieure de la série de Mali n'était pas aussi calme que pourrait le faire supposer

cette grande accumulation de sédiments fins : des éruptions volcaniques, des mouvements tectoniques, des courants de turbidité provoquaient de brutales arrivées de matériel grossier.

D — Etude structurale

La plus grande partie de la série de Mali n'a subi aucun plissement important; l'étude des coupes a permis cependant de montrer que la série plonge légèrement vers l'Ouest. Cet enfoncement très faible, n'est observable qu'à grande échelle, en comparant par exemple les différentes altitudes d'un banc particulier. Les pendages sont la plupart du temps sub-horizontaux donc difficile à mesurer; très localement ils atteignent des valeurs comprises entre 5 et 10° avec des directions diverses; il s'agit là de phénomènes très locaux liés soit à la mise en place de dolérites, soit à des tassements différentiels.

Cette absence de plissement n'est pas la règle absolue : sur son bord occidental, la série de Mali a été énergiquement plissée : la coupe Sougué, Niéla, Larapessa (quart SW de la feuille au 1/200.000 Kédougou) est caractéristique à cet égard. Cette coupe est située entièrement dans les pélites; à Sougué ces roches sont horizontales, en allant vers l'Ouest des plissements apparaissent et prennent rapidement de l'amplitude : à l'Ouest du village de Niéla les pendages sont de l'ordre de 30° et dirigés vers le SE, ils passent à 60° avec une direction N W à Toulel, quelques kilomètres plus à l'Ouest ils sont subverticaux.

Plus elles sont tectonisées, plus les pélites prennent un aspect étiré et schisteux; des filons de quartz les injectent lit par lit. A partir de Larapessa elles se transforment en schistes sériciteux à surface luisante : nous passons ainsi en continuité de la série de Mali à la série des Bassaris.

Signalons enfin la présence de cassures rectilignes orientées préférentiellement NE 50°, et plus rarement N W 310°. Ces fractures semblent avoir servi de voie de passage aux venues de dolérites : l'examen de la carte permet en effet d'observer le long de ces cassures de nombreux sills ou amas de ces roches. La morphologie a sans doute été également « contrôlée » par cette tectonique cassante : le réseau hydrographique, les falaises semblent souvent orientés suivant les directions définies plus haut.

L'âge de cette tectonique cassante est difficilement évaluable : les fractures sont au moins aussi anciennes que les dolérites qui les ont parcourues, elles datent donc probablement du Secondaire. Des études géomorphologiques ont montré qu'elles avaient joué certainement jusqu'à une date récente, postérieurement à la formation des premières surfaces latéritiques (Crétacé supérieur).

E — Définition stratigraphique de la série de Mali : conclusions

La série de Mali, dans les zones où elle est la plus complète comprend de bas en haut :

- | | |
|--|------------------|
| — Un conglomérat d'origine glaciaire, la tillite | 1,5 à 30 mètres |
| — Des pélites pouvant présenter le faciès « argiles à blocs » | 10 à 50 mètres |
| — Des grès quartzueux grossiers | 10 à 50 mètres |
| — Des dolomies-calcaires | 5 à 10 mètres |
| — Des silexites à faciès jaspé | 5 à 15 mètres |
| — Un ensemble pélitique pouvant contenir des grès arkosiques, des grauwackes et exceptionnellement des passées conglomératiques .. | 500 à 600 mètres |

Esquissons rapidement l'histoire sédimentologique de la série :

Une transgression venant de l'Ouest et associée à la fin d'une glaciation permet le dépôt de la tillite; les pélites qui suivent représentent la fin de cet épisode glaciaire. Dans les parties basses se déposent alors des grès grossiers provenant probablement d'une reprise de l'éro-

sion non glaciaire.

Le dépôt des dolomies calcaires puis des silexites s'effectue probablement dans des eaux très calmes en voie de réchauffement.

Dans une certaine mesure ce dépôt est lié à la fin de la glaciation. Les conditions de sédimentation s'approfondissent : les pélites se déposent dans une mer assez profonde et bordée par des terres émergées suffisamment étendues et élevées pour fournir le matériel de cette puissante formation. Dans cette série épaisse et monotone, des épisodes plus grossiers témoignent soit de courants de turbidité, soit de reprises, violentes mais limitées de l'activité orogénique.

IV — SERIE DE LA FALEME

A — Introduction

Cette série est formée de terrains non métamorphiques, pouvant être soit plissés, soit subhorizontaux. Géographiquement, elle constitue une bande d'une trentaine de kilomètres de large, orientée NNE-SSW qui, partant du massif de Mali se poursuit vers le Nord jusqu'en Mauritanie. Elle est bordée à l'Est par les terrains birrimiens, à l'Ouest par la série métamorphique des Bassaris. Au point de vue géologique, la série comprend (schématiquement) deux bandes de pélites séparées par des grès feldspathiques. L'étage du Falémien a été défini à partir de cette série.

Signalons que L. RENAUD (1955) et J. BOIS (1961) ont étudié ce « Falémien » dans la région de Bakel-Kidira.

B — Etude des coupes

1° Affleurements situés immédiatement au Nord du massif de Mali

Nous avons vu dans le chapitre précédent qu'à l'Ouest du village de Sanigourou, des pélites analogues à celles du massif de Mali affleuraient dans la plaine.

On retrouve ces roches accompagnées par les grès roses que nous avons décrits dans la coupe de Nangagni, bien au Nord de la falaise terminale du massif de Mali : je les ai observés à Lagordé, à Kadioré, dans les marigots à l'Est d'Outionbel, à Nepin-Diaka. Ces pélites ont le même aspect que celles de la série de Mali (jaunâtres se débitant en plaquettes ovales); souvent horizontales, elles peuvent être affectées par des plissements locaux (pendages de 5 à 10°, dirigés soit vers l'Est, soit vers l'Ouest).

Bref, bien que faisant partie de la série de Falémé, ces roches peuvent être considérées comme l'équivalent de celles qui forment la partie supérieure de la série de Mali : elles leur sont analogues, tant du point de vue pétrographique que tectonique.

La carte géologique Dakar Est au 1/1.000.000 avait classé les formations de la falaise dans l'Ordovicien et celles de la plaine dans le Falémien. La notice de cette carte ne donne pas d'argument appuyant cette discrimination; on peut donc penser qu'elle a été simplement fondée sur la morphologie. Cet argument ne tient pas : la falaise est due essentiellement à la présence des sills de dolérite qui ont provoqué une érosion différentielle.

Bien qu'aucune preuve formelle (fossile, coupe absolument continue) ne soit apportée, la solution consistant à admettre que la série de Mali et la série de la Falémé possèdent un niveau commun, semble la plus logique.

2° Coupes dans le massif de N'Debou-Ibel

A une vingtaine de kilomètres à l'Ouest de Kédougou se dresse une série de hauteurs tabulaires dominant de 150 à 200 mètres la plaine de la Gambie. Ces plateaux sont couronnés par des sills de dolérite dont la puissance atteint une centaine de mètres et qui forment souvent des falaises abruptes. Ces dolérites ont protégé leur soubassement de l'érosion et, alors que dans la plaine subsistent seulement les terrains birrimiens, on peut observer entre les sills et le socle, des formations subhorizontales appartenant à la série de la Falémé. Nous allons décrire deux coupes dont l'une a déjà été vue par J. SAGATZKY (1948).

a) Coupes de Landienné

La première de ces coupes s'observe sur le sentier reliant Landienné à Badamba et sur le flanc est du vallon que ce sentier emprunte. De bas en haut :

- 1 Socle birrimien (schistes, arkoses, cipolins métamorphiques très redressés);
- 2 Conglomérat argileux polygénique mal classé 1 à 2 m
Ce niveau et les suivants sont horizontaux;
- 3 Pélites jaune verdâtre 50 à 60 m
- 4 Arkose grisâtre (aspect granitique très accusé);
- 5 Arkose sombre, à galets de quartz blanc, l'ensemble de ces deux
niveaux arkosiques atteint 100 m
- 6 Dolérite et éboulis doléritiques; il s'agit du sill principal car les pélites du
niveau 3 sont injectées par de nombreux sills minces (1-3 m) qui les transfor-
ment partiellement en cornéennes.

Cette coupe est complétée par celle observée sur le flanc nord du ravin E-W qui suit le sentier reliant Landienné à Landé; de bas en haut :

- 1 Socle birrimien : diorite et metabasalte;
- 2 Conglomérat argilo-calcaireux polygénique mal classé (blocs de 1 mètre cube
voisinant avec des galets de la taille d'un pois) : il s'agit de la tillite 10-20 m
- 3 Pélites transformées vers leur partie supérieure en cornéennes visi-
bles sur 40 m
- 4 Dolérite et éboulis doléritiques.

L'intérêt de cette coupe (moins complète que la première) est de montrer de façon certaine que les formations horizontales du massif de N'Debou-Ibel débutent par une fillite.

La concordance entre les pélites du niveau 3 et cette tillite est parfaite; la partie inférieure de ces pélites constitue d'ailleurs une « argile à blocs » : elle contient en effet, fréquemment, des blocs ou des galets isolés au milieu de la pâte pélitique. La liaison entre les deux coupes est facile : on peut suivre sur le terrain le banc de pélites.

Si l'on ajoute que quelques centaines de mètres au Sud de Badamba on trouve des jaspes blancs au-dessus du niveau à arkoses noires, la coupe de Landienné comprendrait, de bas en haut :

- Tillite
- Pélites
- Arkose blanche
- Arkose noire
- Jaspes blancs.

Enfin, avant d'en terminer avec cette zone, signalons que l'on peut y observer les traces d'une tectonique cassante :

— A quelques centaines de mètres à l'Ouest de Landienné, un système de failles limite un petit bassin effondré dans lequel les pélites du niveau 3 sont emmenées au niveau du socle birrimien. Des pendages pouvant atteindre 40° ont été mesurés sur les bordures de ce bassin.

— Entre Ibel et Landienné, des failles ont emmené les arkoses blanches au niveau de la plaine.

La plupart de ces cassures sont visibles sur photos aériennes.

b) Coupe de Namel.

Déjà décrite par J. SAGATZKY en 1948, cette coupe située à 2 kilomètres au Nord du village, comprend de bas en haut :

1 Socle birrimien : roche verte écrasée;	
2 Dolomie blanchâtre	2 - 3 m
3 Brèche à éléments de jaspes noirs et de quartz	2 m
4 Jaspes blancs	2 m
5 Eboulis	5 m
6 Schistes ou pélites verdâtres, visibles sur	3 m
7 Grès quartziques blancs	10 m

Une autre coupe effectuée dans la falaise à la sortie sud de Namel permet de constater que les grès du niveau 7 sont surmontés par des pélites transformées en cornéennes sous l'influence du sill de dolérite couronnant la falaise.

Notons que dans tout le massif de N'Debou on trouve les traces de formations analogues à celles que nous venons de décrire; malheureusement, les éboulis doléritiques masquent très souvent les relations exactes entre les différents termes. Comme l'a déjà fait remarquer J. SAGATZKY (1948) le niveau de jaspes blancs, en raison de sa dureté, semble constituer un bon niveau repère, il a été retrouvé souvent : colline au N E de Sangola, l région d'Attack, Babel, etc...

En prenant les jaspes blancs comme niveau de corrélation, les coupes a et b fournissent la coupe synthétique suivante, de bas en haut :

- Socle birrimien
- Tillite épisodique
- Pélites
- Arkoses blanches épisodiques
- Arkoses noires épisodiques
- Dolomie épisodique
- Jaspes blancs
- Pélites pouvant contenir des passées gréseuses.

3° Coupe de la Gambie (fig. 24)

La coupe part de Soukouta, à l'Est, et s'achève à la limite de la série des Bassaris à l'Ouest. On observe successivement :

- 1 Granite de Magnankanti (intrusif birrimien).
- 2 Complexe volcanique rhyodacitique (avec quelques passées plus basiques : andésites et basaltes), comportant vers le Sud-Ouest une forte proportion de roches pyroclastiques, tufs, conglomérats. Parmi ces tufs, à un kilomètre au Sud de Soukouta, on remarque une roche grisâtre renfermant des galets, arrondis mais non jointifs, de granite et de gabbro birrimien. Cette roche offre de grandes analogies avec la tillite. La position stratigraphique exacte de ce conglomérat, par rapport au complexe volcanique, n'a pas été clairement établi; il semble qu'il y ait interstratification, avec la partie supérieure des tufs.
- 3 A Déléki, sur un petit marigot de la rive gauche de la Gambie, on peut observer un banc de dolomie d'une puissance de 3 m reposant en concordance sur une andésite altérée. Cette dolomie est parcourue par des filonnets de cherts.
- 4 Des silexites à faciès de jaspes, gris bleu, surmontent en concordance le niveau 3. Ces roches, visibles sur 500 mètres environ, ont des pendages variant entre 5 et 10°, dirigés vers le S W et quelquefois vers le N W. Les joints de stratification se multiplient vers l'aval de sorte que, dans leur partie supérieure, les silexites prennent un faciès de phtanite.
- 5 Pélites jaunâtres se débitant en plaquettes ovales renfermant de nombreux bancs soit de roches grisâtres très compactes qui, pétrographiquement, paraissent être

COUPE DE LA GAMBIE ENTRE SOUKOUTA ET LE DIARHA

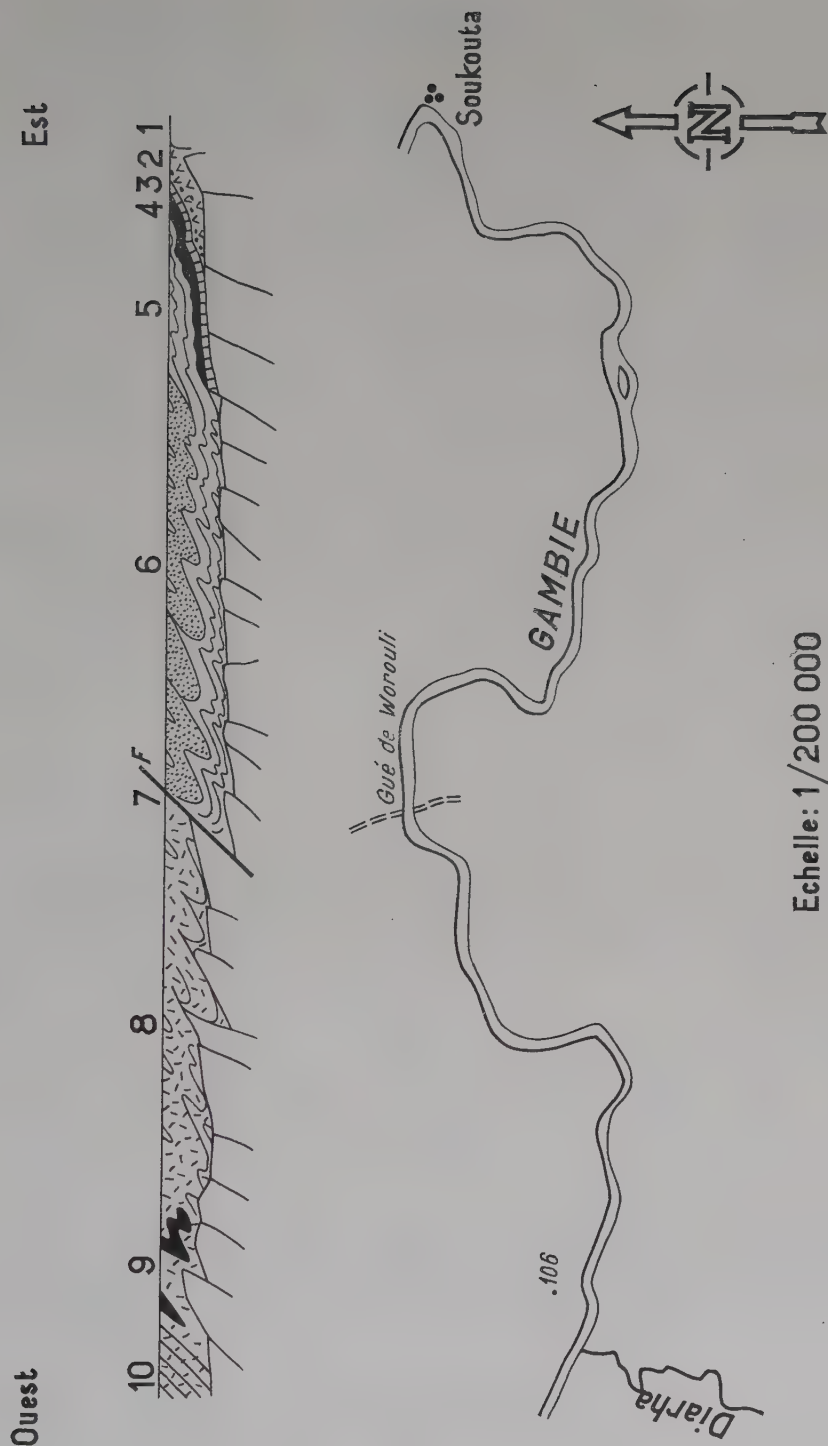


FIG. 24

l'intermédiaire entre une cinérite durcie et une silexite, soit de grauweekes fines, mais pouvant localement prendre un aspect micro-conglomératique. La puissance de ces bancs varie entre 0.50 et 1 m. Cet ensemble est visible sur 5 à 6 kilomètres; il est affecté par des plissements de plus en plus intenses en allant vers l'Ouest; en amont, les pendages dirigés vers l'E.SE, puis vers l'W.NW, sont de l'ordre de 10°, on note quelques plissements ne dépassant pas une centaine de mètres d'amplitude. Au contraire, vers l'aval, les pendages, toujours dirigés vers l'W.NW, sont de l'ordre de 30 à 40°. A partir du point coté 120, on note l'apparition de bancs gréseux qui deviennent rapidement prédominants.

6 Grès rouges feldspathiques. Ils affleurent très mal à cause de leur manque de résistance à l'érosion. Ces grès sont très mal classés; les faciès fins et grossiers alternent rapidement. Leurs pendages sont dirigés vers l'W.NW et varient entre 30 et 45°. Ces grès représentent les « grès du Boundou » de mes prédécesseurs.

7 A 4 kilomètres en amont de Worouli, apparaissent des masses compactes d'une roche gris verdâtre qui est analogue à celles que nous avons signalées en bancs interstratifiés dans les pélites du niveau 5. Il s'agit de cinérites durcies pouvant évoluer par augmentation du ciment siliceux vers une silexite. Ces roches sont interstratifiées avec des jaspes rouges.

Le contact grès rouges du niveau 6 - cinérites durcies, n'est pas visible sur la Gambie. Par contre, à 4 kilomètres au Sud de Worouli, on peut constater que les deux formations sont séparées par une faille de faible importance.

8 La Gambie traverse ensuite, sur une quinzaine de kilomètres, une zone où affleurent, sporadiquement, des cinérites grisâtres et des jaspes rouges. Les pendages de cet ensemble sont difficiles à mesurer en raison du caractère homogène et massif de ces roches. Quelques mesures effectuées sur des passées minces de jaspes rouges semblent indiquer que toutes ces formations sont subverticales;

9 A la hauteur du point coté 106, on peut observer dans la Gambie des roches verdâtres liées aux jaspes rouges: l'étude microscopique a montré qu'il s'agissait de diabases très riches en fer. Ces roches ont subi un étirement très net mais, contrairement à ce que l'on pourrait penser, elles ne sont pas métamorphiques.

10 Ce complexe cinérites grises - jaspes rouges - roches basiques se poursuit vers l'aval mais l'étirement devient de plus en plus intense, transformant les roches dans leur structure même : on passe ainsi progressivement à la série des Basaris. La zone de passage se situe à la hauteur de l'embouchure du marigot Diarra.

Cette coupe de la Gambie donne suffisamment de renseignements pour interpréter les termes les plus orientaux de la série de la Falémé qui comprendrait de bas en haut :

- Un complexe volcanique à tendance acide.
- Une tillite qui serait interstratifiée dans la partie supérieure de ce complexe.
- Des dolomies.
- Des silexites à faciès jaspes ou phtanites.
- Des pélites interstratifiées avec des cinérites et des grauweekes
- Des grès rouges feldspathiques.

Par contre, en raison de la faille qui existe entre les grès rouges et les cinérites du gué de Worouli, cette coupe n'est pas suffisante pour définir les relations existant entre le complexe occidental, (cinérites - jaspes rouges - roches basiques) et la partie orientale (grès rouges pélites dolomies tillite).

4° Coupe de la route Youkounkoun-Kédougou

Cette coupe sensiblement Est-Ouest va nous permettre de compléter celle de la Gambie. Notons auparavant deux observations faites aux alentours de la piste qui relie le gué de Worouli à la route de Youkounkoun-Kédougou :

- A 8 kilomètres au Sud du gué de Worouli, la piste traverse un petit marigot où affleurent des pélites jaunâtres analogues à celles du niveau 5 de la coupe de la Gambie. Parmi ces pélites orientées N E, avec un pendage de 50° vers le N W, on remarque un banc ayant le faciès argile à blocaux. Ces pélites affleurent sur quelques centaines de mètres : elles sont entourées par des grès rouges à passées quartziteuses grisâtres;
- A 2 kilomètres au S W du lieu dit Sandarabaki, les grès rouges renferment, sur leur bordure ouest, de nombreux bancs pélitiques; en se dirigeant vers l'Ouest, on retrouve le complexe cinérites jaspes rouges affleurant sporadiquement.

Nous allons décrire maintenant la coupe de la route Youkounkoun-Kédougou proprement dite; la coupe est décrite d'Est en Ouest à partir du village de Tiankoye. A l'Est de ce village, les affleurements sont extrêmement rares : des pierres volantes de grès rouges indiquent grossièrement l'extension de cette formation (voir carte Kédougou au 1/200.000).

- 1 A Tiankoye, un puits récemment creusé a permis d'observer des pélites rougeâtres (renseignement de l'hydrogéologue A. MARTIN.)
- 2 La route traverse ensuite une zone latéritisée sans affleurements.
- 3 Deux kilomètres à l'Ouest du lieu dit M'Béma on observe une alternance rapide entre des formations d'origine sédimentaire et volcanique, subverticales; d'Ouest en Est :

Grès verdâtres visibles sur une trentaine de mètres;

Diabase spilitique	1 m
Conglomérat argileux	3 m
Pélites gréseuses	5 m
Diabase spilitique	5 m
Pélites	1 m
Grès	1 m
Conglomérat	2 m
Blocs de calcite	
Grauwacke	40 m
Conglomérat fin	5 m
Conglomérat argileux grossier	20 m
Grauwacke	2 m
Grès à passées conglomératiques	180 m
Grès feldspathiques jaunâtres	2 m
Lacune	10 m
Silexites	40 m
Argile à blocaux	40 m
Lacune	300 m
Conglomérat argileux à galets non jointifs	10 m
Cipolins	3 m

A une centaine de mètres au Sud de la route on peut remarquer une coupe analogue mais où figurent en plus, des jaspes rouges et des cinérites grises (1).

- 4 Après une lacune de quelques centaines de mètres, la route traverse une succession de roches volcaniques (spilites et diabases) associées à des cinérites grises pouvant évoluer vers les silexites, des jaspes rouges, des tufs, des pélites jaunâtres, et des grauwackes.

Les roches volcaniques ont un gisement très particulier : elles forment des noyaux

(1) 2 Kilomètres au Sud de M'Béma, sur un petit marigot Est-Ouest, nous avons pu observer une coupe où sur 300 à 400 mètres affleurent des passées de tillite alternant avec des grès ou grauwackes rougeâtres et des cinérites grises.

allongés bordés par des cinérites grises, des jaspes rouges et des tufs. Seul le centre du noyau est formé d'une roche volcanique homogène; les bordures sont fragmentées en blocs plus ou moins arrondis, cimentés par un ciment jaspeux verdâtre. Bien qu'aucun pillow-lava caractéristique n'ait été repéré, on peut estimer, en raison de leur contexte, que ces roches volcaniques se sont mises en place sous l'eau ou dans des sédiments marins non consolidés. Les coulées ne sont jamais très importantes : leur puissance varie de 10 à 300 mètres.

Ce complexe volcano-sédimentaire se poursuit jusqu'à la limite orientale des colines Bassaris. En allant vers l'ouest, il semble que la tectonisation augmente.

La coupe de la route Youkounkoun-Kédougou bien qu'assez complexe, permet néanmoins de faire avancer l'interprétation de la série de la Falémé.

Contrairement à ce que pouvait nous laisser croire la partie occidentale de la coupe de la Gambie, il semble que les pélites soient largement représentées à l'Ouest de la bande des grès rouges. Ces pélites associées aux cinérites grises, sont analogues à celles observées à l'Est des grès rouges : il semble qu'elles fassent partie du même niveau stratigraphique.

Les passées conglomératiques observées autour de M'Béma ont une origine glaciaire : association avec des argiles à blocs, galets striés à facettes tabulaires, mal classés, polygéniques. *Il s'agit donc d'une tillite.* Peut-on l'assimiler à celle qui se trouve à la base de la série de la Falémé sur sa bordure Ouest ? Bien que la tillite de M'Béma soit moins bien individualisée et beaucoup plus épaisse, nous pensons que oui; en effet, nous avons pu constater que des roches carbonatées sont associées aux niveaux glaciaires de M'Béma; l'analyse chimique montre qu'il s'agit de dolomies calcaires ayant une composition identique aux dolomies surmontant la tillite dans la série de Mali et dans la partie orientale de la série de la Falémé (voir tableau V dans le paragraphe pétrographie).

Les diabases spilitiques et les jaspes rouges qui sont associés à la tillite, à M'Béma, font partie du complexe volcano-sédimentaire observé plus à l'Ouest (niveau 4 de la coupe de la route Youkounkoun-Kédougou).

Bien qu'à M'Béma la tectonique soit déjà très intense, il ne fait pas de doute que l'alternance des roches basiques avec la tillite ou les grauwackes est due à la sédimentation (ou à l'injection de ces roches) et non à un facteur tectonique. Il semble donc que dans cette zone la tillite se soit déposée dans un complexe volcano-sédimentaire. ⁽¹⁾

Ces trois points nous permettent de conclure :

— Puisqu'à l'Ouest de la bande des grès rouges nous trouvons les mêmes formations qu'à l'Est, la série de la Falémé a une structure synclinale. Les pendages que nous avons vus orientés vers le NW indiquent non pas une structure monoclinale mais isoclinale.

— Contrairement à ce qui se passe sur sa bordure est, où, sauf à Soukouta elle débute par la tillite, la série de la Falémé sur sa bordure ouest aurait débuté par la mise en place d'un complexe volcano-sédimentaire; les activités volcaniques se poursuivirent bien après le dépôt de la tillite. La sédimentation aurait donc débuté plus tôt à l'Ouest qu'à l'Est : la transgression venait donc de l'Ouest.

5° Affleurements à la hauteur de la route Tambacounda-Kédougou

Cette route traverse entièrement la série de la Falémé; malheureusement les cuirasses latéritiques gênent considérablement les observations : pratiquement toute la partie est de la série est cachée. La partie ouest est mieux visible. C'est ainsi que, allant de l'Est vers l'Ouest, on rencontre successivement :

— A Niemiénéki (Sud de la feuille Dalafi au 1/200.000) des grès rosâtres ou rougeâtres feldspathiques ayant un pendage de 40 à 50° vers le NW. Ces grès peuvent contenir des passées graveleuses.

— A proximité de l'endroit où le marigot Timbinko coupe la route (point coté 102), ces mêmes grès sont observés, mais plus redressés et portant les traces d'étirements.

(1) N.D.L.R.

Si nous suivons la vallée de ce marigot vers l'aval, nous observons une coupe assez discontinue, mais néanmoins intéressante:

- Sur 3-4 kilomètres, une alternance entre des grès rosâtres et des cinérites grises (pouvant évoluer vers des silixites). En allant vers l'aval, les grès deviennent de moins en moins abondants; par contre, des jaspes rouges et surtout des pélites apparaissent.

- Jusqu'à environ 5 kilomètres en amont de son confluent avec le Niokolo-Koba, le Timbinko traverse ce complexe cinérites grises, jaspes rouges, et pélites (ces dernières roches étant dominantes).

Les jaspes rouges forment des lentilles dont la puissance varie entre 1 et 20 mètres. Les cinérites ne dépassent pas 2-3 mètres d'épaisseur. Cet ensemble est orienté N E avec des pendages verticaux ou subverticaux.

- Dans les cinq derniers kilomètres du cours du Timbinko, la tectonisation devient très intense : elle transforme les roches dans leur structure; on passe ainsi peu à peu à la série des Bassaris.

Cette coupe est intéressante dans la mesure où elle montre le passage continu entre les grès feldspathiques rougeâtres constituant le cœur de la série de la Falémé et le complexe occidental pélites, jaspes rouges, cinérites. L'accident observé au Sud du gué de Worouli semble donc très local.

6° Coupe Oumbaré-Tourekounda-Sonfara (fig. 25)

En allant de l'Ouest vers l'Est on observe successivement :

- A Oumbaré, des grès quartzites rouges au rosâtres présentant un aspect nettement étiré;

- Latérite sur une dizaine de kilomètres; à la surface de cette formation subsistent des pierres volantes de grès rouges.

- Un peu avant Tourékounda, et sur quatre kilomètres environ de part et d'autre du village, des grès rougeâtres feldspathiques forment de petits chaînons parallèles orientés N.NE. Les pendages sont difficiles à voir; sur la bordure est de la bande gréseuse, quelques-uns ont pu être mesurés; ils varient entre 40 et 60° et sont dirigés soit vers l'W.NW, soit vers l'E.SE.

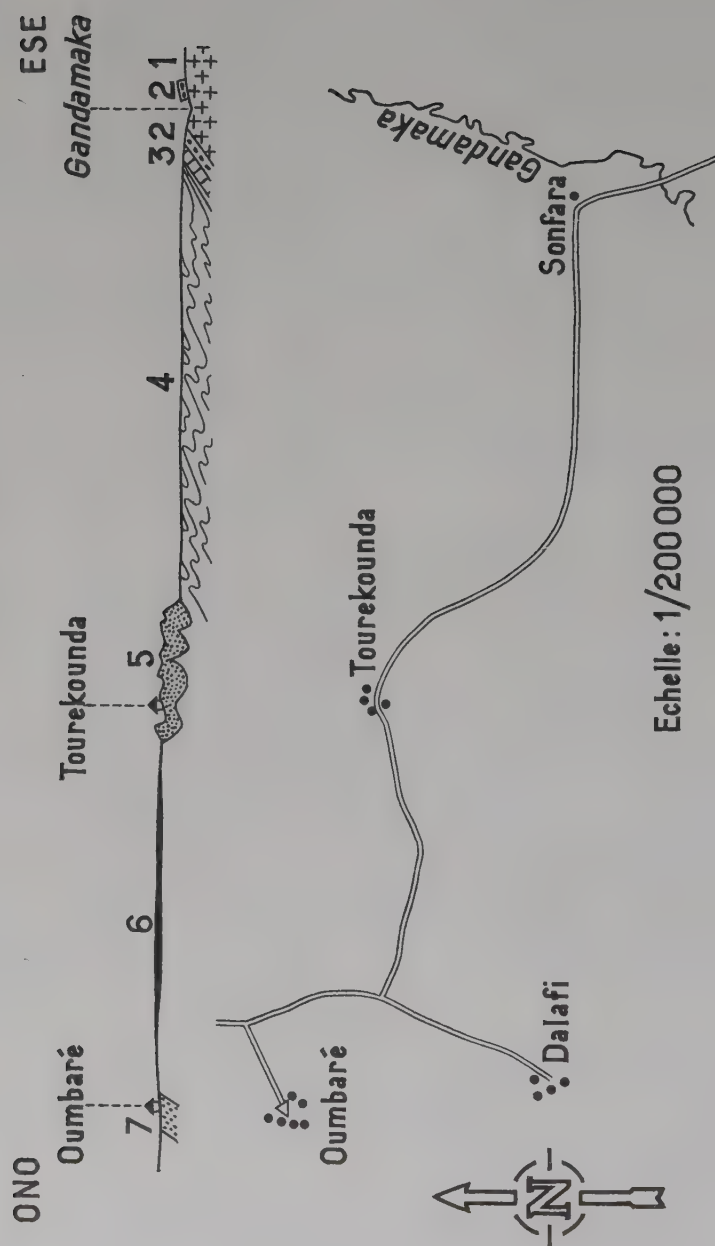
Sur photos aériennes, on peut constater que les petits chaînons vus sur le terrain correspondent, en réalité, à de petites structures anticlinales ou synclinales, dont les fermetures sont parfois visibles. La bande gréseuse qui constitue le « cœur » du synclinal de la série de la Falémé se présente donc comme un *synclinorium*;

- A l'Est des derniers chaînons gréseux, s'étend jusqu'à Sonfara, une vaste plaine couverte d'alluvions fines argilo-sableuses, en voie de latéritisation. Les marigots qui entaillent ces alluvions permettent de constater qu'elles recouvrent des pélites jaunes ou gris-verdâtre, interstratifiées avec des nombreux bancs (dont la taille varie entre 0,20 m et 10 m), de silixites, cinérites et grauwaques. Les pendages de ces formations semblent diminuer en allant vers l'Est, passant (de façon irrégulière) de 60° à l'Ouest à 10° vers l'Est;

- A un kilomètre de Sonfara affleure le granite birrimien; le contact de la série de la Falémé avec le socle s'observe en deux endroits sur le marigot Gandamaka (qui coule quelques centaines de mètres à l'Est du village) ou sur ses petits affluents :

- A un kilomètre au N W du village, les pélites ont un pendage faible de 10-15°, orienté soit vers l'W.NW soit vers l'E.SE. En se rapprochant du granite, nous passons à des silixites à faciès jaspes, gris bleu, visibles sur une trentaine de mètres; après 20 mètres sans affleurements nous trouvons le granite.

COUPE OUMBARÉ SONFARA



1 Socle birrimien

2 Tillite

3 Complexe de base : dolomies calcaires
silexites à faciès jaspe ; arkose verte

4 Pérites et grauwackes

5 Grès rouges

6 Cuirasse latéritique

7 Grès étirés

FIG. 25

Trois kilomètres au Sud de Sonfara, la piste reliant ce village à Bransan traverse le Gandamaka ou affleurent les pélites jaunâtres.

Si à partir de ce point nous suivons le marigot vers le Nord, nous observons que ces pélites (de direction N W, pendage de 10-20° vers le S W) surmontent des grès grossiers argileux reposant eux-mêmes sur des dolomies calcaires, dont la partie supérieure est parcourue par des filonnets chertueux. Sous ces calcaires apparaît un conglomérat mal classé, polygénique, à ciment calcaireux que l'on peut assimiler à la tillite. Le contact de cette formation avec le Birrimien peut être vu sur la piste de Bransan, 2 km au S E du point où elle coupe le Gandamaka. A cet endroit il faut noter que jaspes et calcaires manquent : la tillite (qui par endroits peut prendre un faciès bréchique) est surmontée directement par un grès arkosique verdâtre, très grossier, renfermant quelquefois un bloc ou un galet isolé.

On retrouve encore des lambeaux de tillite quelques centaines de mètres plus à l'Est, le long de la piste Sonfara-Bransan.

La coupe que nous venons de décrire est incomplète puisqu'elle ne comporte pas la partie de la série située à l'Ouest des grès rouges. Elle permet, par contre, de constater que, à la hauteur du parallèle 13°30, on retrouve une stratigraphie comparable à celle observée sur la partie orientale de la coupe de la Gambie. D'Est en Ouest nous trouvons en effet :

- Birrimien
 - Tillite
 - Dolomies calcaires
 - Silexites à faciès jaspes
 - Grès grossier argileux
 - Pélites avec passées de cinérites, silexites et grauweekes
 - Grès rouges.
- } épisodiques

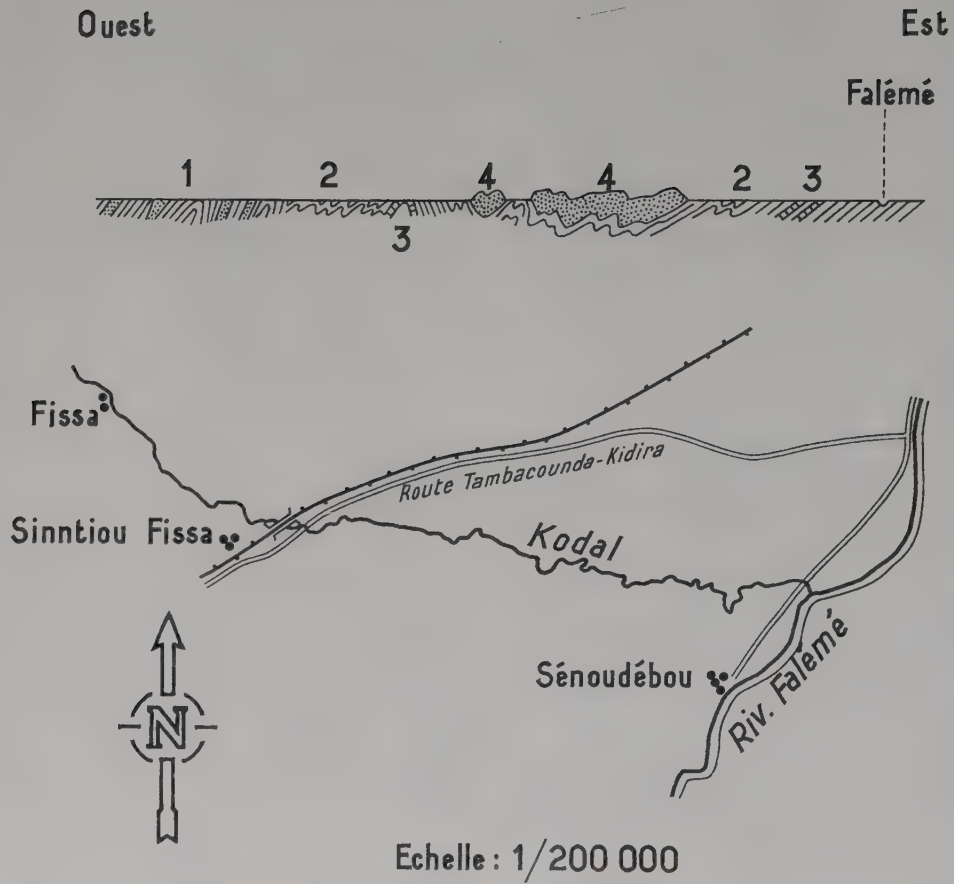
7° Coupe du marigot Kodal (feuille Bakel) (fig. 26)

Cette coupe, située à 75 kilomètres au Nord de la précédente, est placée dans une zone où la bande médiane des grès rouges a perdu son individualité; elle est « fragmentée » en petites masses de formes allongées, isolées au milieu d'un ensemble à dominante pélitique. Chacune de ses masses représente une structure synclinale plus ou moins complexe.

La coupe de Kodal a été étudiée entre Sinthiou-Fissa et Boubia par J. DELPY et moi-même (1960), J. Bois (1961) l'a poursuivie vers l'Ouest jusqu'à Fissa, vers l'Est jusqu'à la Falémé; la description qui suit est une synthèse de ces travaux. Partant de Fissa et suivant le marigot vers l'aval on observe successivement :

- Entre Fissa et le viaduc de Sinthiou-Fissa, des formations épimétamorphiques, quartzites et schistes sériciteux. Mis à part une structure anticlinale très redressée, la série est d'aspect isoclinal.
- Entre le viaduc et le point où la route Tambacounda-Kidira traverse le Kodal, on remarque que si les schistes sériciteux ont encore l'aspect métamorphique, les bancs grossiers qu'ils contiennent n'ont plus le faciès quartzite métamorphique, mais celui de grès étirés.
- En aval de la route, les bancs gréseux disparaissent. Le marigot traverse une série de schistes sériciteux, puis de pélites jaunâtres ou verdâtres mêlées à des grauweekes fines en bancs bien individualisés. Ces roches sont très redressées avec des pendages de 50 à 70° orientés le plus souvent vers le N W, plus rarement vers le S E : il existe en effet de petites structures, soit anticlinales, soit synclinales, dont l'amplitude peut être inférieure à une centaine de mètres. Les charnières de ces plis sont parfois visibles : on cons-

COUPE DU KODAL



- 1 Zone à faciès sériciteux (quartzites et schistes)
- 2 Pérites et grauweekes plissotés
- 3 Dolomies calcaires
- 4 Grès (rouges et blancs) du Boundou

tate que la schistosité cristallophylienne y recoupe la stratification. En poursuivant vers l'aval, les pélites perdent peu à peu leurs faciès schisteux.

- A 1 kilomètre en amont du confluent du marigot Alfa, une petite structure anticlinale est marquée par un banc de dolomies calcaires; au cœur de la structure apparaît une roche tuffacée (1). En aval de ces calcaires on retrouve pélites et grauwackes, les pendages dominants S E, pouvant varier très rapidement de 50 à 10°.
- Au Sud de Bellé, on observe un petit synclinal de grès rouges et blancs.
- A partir de Boubia se dessine un synclinal formé de grès blancs ou roses. Les pendages sont subverticaux à l'Ouest, de 35° sur le flanc est.
- Jusqu'à la Falémé, le marigot traverse ensuite un ensemble, où pélites et grauwackes jaunâtres dominant. Les pendages sont orientés N W; ils varient de 45 à 70°. Deux kilomètres en amont du confluent avec la Falémé, on remarque, interstratifiés dans les pélites, trois bancs calcaro-dolomitiques dont la puissance varie de 1 à 3 mètres. Signalons qu'à cet endroit les pélites prennent un faciès de schistes argileux rosâtres, qui offre beaucoup d'analogie avec le ciment de la tillite de Kidira.

Nous pouvons tirer de cette coupe les conclusions suivantes .

— Les quartzites et les schistes sériciteux de Fissa appartiennent à la série épimétamorphique de Bakel (prolongement vers le Nord de la série des Bassaris et de la basse Kou-lountou). La coupe démontre le passage continu entre ces formations et celles non métamorphiques de la série de la Falémé observées en aval de la route (J. P. BASSOT et J. DELPY, 1961).

— La schistosité développée par le métamorphisme recoupe la stratification : la série était donc plissée, ou en voie de plissement, lorsque le métamorphisme a eu lieu.

— La série de la Falémé n'a pas une structure monoclinale mais isoclinale; au paragraphe précédent nous avons pu constater que la bande médiane des grès rouges était un assemblage de petits anticlinaux et synclinaux; nous voyons que les pélites sont affectées par le même style tectonique.

— Les grès rouges (qui localement peuvent prendre une couleur blanche ou rose) se trouvent en structure synclinale.

8° Affleurement de la zone Gatiari-Boundou Dioé

La coupe décrite au paragraphe précédent ne nous avait pas permis d'observer la base de la série. Pour ce faire, il faut passer sur la rive droite de la Falémé : la carte géologique Dakar-Est au 1/1.000.000 indique que cette zone possède de vastes surfaces occupées par un conglomérat argilo-calcaireux, fluvio-glaciaire, qu'elle attribue au Cambrien. Le conglomérat serait discordant à la fois sur le Birrimien et sur la série de la Falémé. Nous avons pu nous assurer (en particulier dans les coupes des marigots Kalé-Sako et Sanon Kolé) que ce conglomérat est plissé en concordance avec les pélites le surmontant à l'Ouest. Les plissements de faible amplitude et ont tendance à s'atténuer en s'approchant du socle. Le conglomérat fluvio-glaciaire n'est donc pas autre chose que la tillite de base de la série de la Falémé.

Le contact tillite-socle ne se fait pas suivant une limite franche : un examen de la carte géologique Bakel au 1/200.000 permet de constater qu'il existe dans ce périmètre deux zones principales d'affleurements de la tillite, séparées par un léger bombement du socle. Sur le terrain, on constate que cette zone centrale birrimienne supporte de nombreux plaquages très minces de tillite. Ces petits amas constituent, en quelque sorte, de minuscules buttes témoins de cette formation. La topographie étant très peu accusée, nous devons admettre, pour expliquer l'abondance de ces plaquages, que la surface sur laquelle est venue se déposer la tillite était sensiblement équivalente à la surface topographique

(1) La détermination de cette roche altérée et calcifiée est délicate : il pourrait également s'agir du ciment de la tillite.

actuelle (1).

Enfin, pour terminer l'étude de cette zone, nous mentionnerons l'existence de grès situés stratigraphiquement *sous la tillite*, d'une part à 2 kilomètres à l'Est de Gatiari, d'autre part à 4 kilomètres au Nord de Boundou Dioé. Ces grès constituent l'extrémité N W de la falaise de la Tambaoura; ils sont équivalents de ceux de la série de Ségou-Madina Kouta. Bien qu'ils supportent fréquemment des amas de tillite, ou de galets en provenant, ces grès peuvent dominer topographiquement la tillite lorsqu'elle recouvre directement le Birrimien. Cette anomalie ne pouvant s'expliquer par des failles, il faut admettre qu'au moment du dépôt de la tillite, il existait un paléorelief accusé.

9° Affleurements au Nord de Kidira

Dans la région située au Nord de la route de Tambacounda-Kidira, qui a été étudiée par L. RENAUD (1958) et J. BOIS (1961), nous n'avons pas fait de levés réguliers. Cependant, au cours d'itinéraires effectués avec le géologue J. DELPY en 1960, nous avons pu établir des observations complétant celles recueillies plus au Sud.

— Sur la route de Bakel à Kidira, à 12 kilomètres au Nord de cette localité, il est possible d'observer au pied des collines gréseuses de Houro-Imadou, une série de petites buttes peu accusées, formées par une alternance de jaspes rouges, de tufs, agglomérats et grauweekes. Cette association volcanique, de type sous-marin, est analogue à celle décrite dans le paragraphe 3.

Ces faciès volcaniques sont dominés, non seulement topographiquement, mais encore stratigraphiquement, par les grès de l'Houro-Imadou; sur photos aériennes ces grès semblent en effet former une structure synclinale.

— La route de Kidira-Bakel, une dizaine de kilomètres au Sud Est du village de Saré, traverse un marigot, le Hora-Kolé. Si, partant de la route, on suit le marigot vers l'aval, on observe sur 4 kilomètres environ :

- Pélites à passées graveleuses prenant parfois le faciès d'argile à blocs
- Pélites et grauweekes jaunâtres, fines dont les pendages varient de 60 à 80° et sont orientés vers l'Ouest
- Même formation mais pendage vers l'Est
- Synclinal de grès blancs ou roses
- Sur le flanc est du synclinal, on observe des jaspes rouges associés à une andésite de type spilitique. Un petit affluent de la rive droite de l'Hora-Kolé permet d'observer les grès surmontant les jaspes rouges.

Les observations faites dans la série de la Falémé au Nord de Kidira permettent de conclure :

— Que les faciès volcano-sédimentaires observés dans la partie ouest de la série de la Falémé sont également présents dans sa partie est.

— Que ces faciès peuvent monter très haut dans le complexe pélitique de base puisque dans la coupe de l'Hora-Kolé ils arrivent jusqu'à la base des grès, terme supérieur de cette série.

Le contact exact entre les roches volcaniques et les roches sédimentaires n'ayant pu être observé dans cette zone, on peut se demander si, comme dans le Sud, il y a interstratification entre pélites et roches volcaniques ou si, au contraire, ces dernières ne formaient pas un appareil important sur lequel les grès rouges seraient venus directement transgresser, sans qu'il y ait eu dépôt des pélites.

(1) Cette hypothèse est appuyée par le fait suivant : une vingtaine de kilomètres plus au sud, à l'Est de Madina-Foulbé (feuille Dalafi au 1/200.000°) j'ai découvert des « filons » de grès conglomératiques dans un granite birrimien. La seule explication de ce phénomène paraît être le remplissage de diaclases ouvertes dans le granite au moment de la transgression de ces grès. Ceci implique que la surface, au moment de la transgression, était proche de la surface actuelle.

C — Etude pétrographique

1° Le complexe volcanique acide des environs de Soukouta : (coupe de la Gambie)

Les roches appartenant à ce complexe (voir carte au 1/200.000 Kédougou) entourent la partie sud ouest de la granodiorite de Magnankanti (intrusif birrimien); elles sont surmontées en concordance apparente par les termes sédimentaires de la série de la Falémé. On peut distinguer parmi elles :

- Des rhyodacites (L.M. 22773 éch. 338, 2 kilomètres en aval de Soukouta).
Structure porphyrique.
- Grands phénocristaux de quartz (avec golfes de corrosion en doigts de gants) et d'oligoclase.
- Mésotase composé de très fins grains de quartz, de plagioclases et d'un peu de chlorite et d'épidote. On note des phénomènes de dévitrification : amas de quartz très fins présentant l'extinction en croix noire; cette observation prouve que la roche possédait à l'origine une pâte amorphe qui a recristallisé après sa mise en place.
- Des tufs (L.M. 23575 éch. 335, 3 kilomètres en aval de Soukouta) .
Au microscope, cette roche se montre constituée par des grains esquilleux de quartz rhyolitique, de plagioclases et de roches effusives diverses (dacites, basaltes), cimentés par une pâte très fine où l'on distingue : quartz, chlorite, calcite et épidote.
- Des agglomérats contenant des fragments anguleux ou plus ou moins arrondis de roches plus basiques et de granite.

D'une façon générale, les roches effusives sont localisées près du granite, tandis que les roches pyroblastiques ont une position périphérique. Cette disposition, qui souffre des exceptions puisque par exemple, la dolomie du niveau 3 de la coupe de la Gambie repose sur une andésite altérée, vient renforcer l'idée suggérée par la disposition des pendages suivant laquelle les termes sédimentaires de la série de la Falémé se seraient déposés en concordance sur un complexe éruptif comportant des roches effusives entourées par des termes pyroclastiques.

Il convient de noter qu'un problème reste à résoudre : celui des rapports entre le granite de Magnankanti et le complexe effusif : sur le terrain nous avons pu constater que la granodiorite était intrusive dans une roche gris-sombre à grain fin que nous avons rattaché au complexe effusif. Une lame mince (23523, éch. 331 *bis*; L : 12°28, l : 12°44) vérifiait cette intrusion du granite; par contre elle prouvait que la roche à grain fin n'était pas une roche effusive, mais une microdiorite à hornblende verte. Les rapports exacts de cette microdiorite avec le complexe effusif n'étant pas connus, deux solutions peuvent être envisagées :

— La microdiorite fait partie du complexe effusif; la granodiorite ayant un âge birrimien (âge mesuré par la méthode Rb/Sr au Labo de Clermont-Fd), tout le complexe acide serait aussi birrimien. La concordance entre les termes sédimentaires et la série de la Falémé ne saurait être qu'apparente.

— La microdiorite ne fait pas partie du complexe effusif; celui-ci peut être considéré comme la base de la série de la Falémé. Nous verrons dans un prochain chapitre que la série de Youkounkoun, qui est contemporaine à celle de la Falémé, débute par un épisode volcanique acide : la deuxième solution semble donc la plus probable.

2° Les roches basiques et leur contexte volcano-sédimentaire

Lors de la description des coupes, en particulier de celle de la route Youkounkoun-Kédougou, nous avons pu établir de façon certaine que des roches basiques à tendance spilitique s'étaient mises en place dans la mer où commençait à se déposer la série de la Falémé.

Les roches effusives sont de plusieurs types :

- L M 22752 éch. 380 provenant d'une petite colline située à 1 km 500, à l'Est de

l'endroit où la route Youkounkoun-Kédougou traverse le marigot Diahrira (L : 12°45, l : 12°36). Il s'agit d'une roche constituant le cœur d'une coulée de 200 à 300 mètres de puissance.

Structure intersertale fine.

- Plagioclases en baguettes ou lattes (0,6, x 0,1 mm) aspect sale dû à des inclusions de chlorite le long des clivages; albite dont la valeur de l'angle $2V = +80^\circ$ indiquerait d'après les courbes de Kaaden, quelle a été formée à basse température.
- Pyroxènes en petits cristaux assez trapus ($2V = 54^\circ$) augite.
- Quartz très rare en petits amas.
- Chlorite présente dans toute la roche, se concentre dans les cassures ou en petits amas.
- Minéraux opaques : leucoxène et oxydes de fer.
- Calcite disséminée dans toute la roche.
- Masse arrondie (ancienne vacuole ?) bordée par de la chlorite en fibres rayonnante remplie par de la préhnite et de la pumpellyite.

Il s'agit d'une *diabase de type spilitique*; l'analyse chimique donne une composition de basalte basanitoïde à tendance sodique.

- L.M. 23591 éch. 588 provenant des environs de M'Béma (route Youkounkoun-Kédougou) (L. 12°43, l : 12°36), structure intersertale (Photos 1 planche VI).
- Albite de base température ($2V = +80^\circ$) très fraîche, en lattes de 0,2 x 1 mm, constitue de 80 à 70 % de la roche.
- Chlorite assez pléochroïque peu réfringente à allongement positif, remplit les interstices entre les lattes d'albite. On la rencontre aussi en alignement soulignant les clivages de ce feldspath.
- Calcite en petits amas épais au milieu de la chlorite ou de l'albite. Il semble que ce minéral ait cristallisé le dernier.
- Leucoxène.

Il s'agit d'une *diabase spilitique* ou d'un albitophyre avec une mise en place filonienne.

La plupart des roches volcaniques évoluent entre ces deux types; on peut toutefois rencontrer des faciès légèrement différents.

— L. M. 23809 éch. 372, Diabase provenant de la Gambie (Est de l'embouchure du Diahrira, Sud du point coté 106).

Structure porphyroïde (voir photo 2, planche VI)

- Grandes lattes d'oligo andésine (2 mm x 0,3 mm).
- Albite en petites aiguilles allongées bifides (0,07, x 0,01 mm)
- Augite très fraîche ($2V = 52^\circ$).
- Ciment semi-opaque, amorphe, d'aspect ferrugineux, formant la plus grande partie de la roche. Des cassures le parcourent; elles sont remplies par de la chlorite, de la calcite, de l'épidote et par un minéral verdâtre plus ou moins fibreux, à extinction droite, relief et biréfringence moyens, qui semble être de la pumpellyite.

Diabase ferrugineuse à augite

— L. M. 24496, éch. 1022 provenant des environs de Nangaré Peuhl (route Youkounkoun-Kédougou).

- Roche microlithique à structure fluidale; des microlites bifides d'albite baignant dans un ciment chloriteux-ferrugineux. De nombreux filonnets de calcite recoupent et fragmentent la roche. La chlorite peut former des amas importants.

Basalte spilitique

La composition chimique de ces roches fera l'objet d'un paragraphe spécial, signalons pourtant dès à présent qu'elles sont caractérisées par une forte tendance sodique. Il faut se garder de voir en la présence de chlorite, calcite, séricite, albite, la preuve d'un métamorphisme général. Tous ces minéraux témoignent de l'*autométamorphisme* des spilites.

A côté de ces faciès purement effusifs, le complexe volcanique contient des termes pyroclastiques.

— L. M. 23711 éch. 20 provenant d'un point situé 500 m à l'Est de l'endroit où la route Youkounkoun-Kédougou traverse le marigot Diahrira.

Structure clastique.

Grains esquilleux et hétérométriques de quartz, plagioclases et roches microli-
thiques, cimentés par des fragments très petits de quartz et par des oxydes de fer.

Tufs.

— Dans la lame mince 22776, éch. 346, taillée dans une grauwaacke provenant des envi-
rons de M'Béma (route Youkounkoun-Kédougou, L : 12° 45, l : 12° 37), nous avons pu repérer
un fragment de roche volcanique qui, d'après M. VUAGNAT (1946), est typique des pillow-
lavas; il s'agit d'une association en structure arborescente (voir photo 3, planche VI) d'albite
et de chlorite.

Des roches grisâtres, à grain très fin, se rencontrent très souvent en association avec des
jaspes rouges et des diabases. Au microscope (L.M. 23520, éch. 145, prélevé à 1 km à l'Ouest
de M'Béma, L : 12°44, l : 12° 37) une de ces roches montre une structure pyroclastique en
voie de recristallisation :

- Fragments esquilleux de quartz et plagioclases (dimensions variables mais
inférieures à 30 μ).
- Pâte très fine où l'on distingue quartz, séricite, chlorite, oxydes de fer, leuco-
xène. Chlorite et séricite semblent de néoformation; il semble que le quartz ait
recristallisé.

Cette roche est une *cinérite* dont les éléments les plus fins ont recristallisé. Une partie
de la pâte a pu d'ailleurs être formée directement à partir de gels de silice, particulièrement
abondants autour des centres d'émission de roches volcaniques sous-marines. Il faut donc
s'attendre à rencontrer tous les intermédiaires entre une cinérite, roche composée d'éléments
pyroclastiques très fins, et une silexite, roche dérivant de la précipitation de gel de silice.

Une analyse chimique a été effectuée par B. MARTINET au Laboratoire du B.R.G.M. de
Dakar sur l'échantillon 592 (L.M. 23592, L : 12° 43, l : 12°36) provenant également de M'Béma :

SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻
80,30	9,90	1,30	0,90	0,03	1,15	0,65	4,30	0,55	0,22	0,05	1,05	0,25

Ca, Na et K saturent exactement Al; il n'y aurait donc pas de minéraux argileux. Plus
de 50 % de la silice est libre. On remarque également le pourcentage relativement fort de
Na par rapport à K. Cette composition chimique serait caractéristique des produits pyro-
clastiques accompagnant le volcanisme spilitique (TURNER F. et VERHOOGEN J. 1960).

La L. M. 24205, taillée dans l'échantillon 1043 provenant d'un point situé 12 kilomètres
au Nord de Kidira, montre une structure semblable à celle que nous venons de décrire (les
clastiques étant un peu moins abondants). On remarque que cette cinérite est traversée par
des filonnets remplis d'une association diablastique d'albite et de quartz (voir photo 4,
planche VI). De la calcite semble s'être insinuée en dernier lieu. Ces filonnets très minces
(50 à 300 μ) sont communs dans l'environnement de nos roches volcaniques sous-marines; nous
les avons rencontrés fréquemment, soit dans les cinérites, soit dans les tufs. Cette observation
prouve l'existence d'une métasomatose silico-albitique dont l'existence a souvent été mention-
née, soit dans les spilites, soit dans leur environnement immédiat (TURNER F. and VERHO-
GEN J., 1960, p. 261).

En plus des roches pyroclastiques que nous venons de décrire, nous avons rencontré très
fréquemment des jaspes rouges au voisinage des roches effusives. Ces jaspes ont une allure
extrêmement caractéristique, leur grande dureté les rend aisément repérables et sur le terrain
c'est souvent grâce à eux qu'il est possible de déceler les centres d'émissions volcaniques.
Dans les zones tectonisées, ces roches à cause de leur grande compétence sont parcourues
par de très nombreuses fractures dont une partie a été cicatrisée par des solutions siliceuses.

La L.M. 29760, taillée dans l'échantillon 111, en provenance de M'Béma (L : 12° 44, 1 : 12° 37) nous montre :

Structure hétérogène

- Zone de quartz clair, souvent cristallisé en sphérolites présentant l'extinction en croix noire (calcédoine).
- Pâte très fine, quartzreuse, avec traînées plus ou moins diffuses d'oxydes de fer, pouvant quelquefois donner à la roche une structure pseudo-bréchique.
- Zones formées de boules de quartz ou de calcédoine, pouvant être jointives. Il s'agit de *jaspes*.

Ce genre de roches est typiquement associé aux éruptions volcaniques sous-marines. Leur teneur en fer, importante, est caractéristique. SCHNEIDERHOHN (in RAGUIN 1949) explique leur formation de la façon suivante :

La mise en place et la solidification des roches sous-marines basiques, de type spilite, était suivie de dégagements importants de fumerolles composées surtout de Fe Cl_3 et de Si Cl_4 ; par réaction sur l'eau de mer, on avait Fe_2O_3 , et Si O_2 . Du fait de la rapidité des réactions, se formaient des dispersions très fines, ou même colloïdales, qui cristallisaient aussitôt. Les radiolaires jouaient un rôle important dans la précipitation de la silice dispersée dans l'eau de mer.

Comme nous l'avons dit lors de la description des coupes, les roches effusives et pyroclastiques sont interstratifiées avec des roches sédimentaires : pélites, grauwackes, tillites, calcaires.

Dans la région au Nord de Kidira, il semble que les venues volcaniques aient continué à se manifester pendant toute la durée de la sédimentation des pélites et se soient seulement arrêtées juste avant le début des grès rouges.

3° La Tillite

La tillite observée tout au long de la bordure orientale de la série de la Falémé est absolument semblable à celle de la série de Mali, nous ne reviendrons donc pas sur sa description.

Celle observée à l'Ouest de M'Béma s'en différencie par le fait qu'elle ne constitue pas un niveau bien individualisé, mais semble former une succession de bancs séparés par des pélites, des grauwackes ou des formations d'origine volcanique. Ces bancs étant sub-verticaux ou fortement pentés, cela impliquerait que les terrains portant les traces d'une sédimentation glaciaire sont fort épais (de l'ordre de 3-400 mètres). Cette grande épaisseur, ce manque d'individualité, peut paraître gênant pour faire la corrélation entre ce niveau glaciaire et celui de l'Est. En réalité il faut tenir compte des conditions de sédimentation sur la bordure est et au centre de la série :

— A l'Est, le dépôt de la tillite est lié à une transgression : il est possible, sinon probable, que c'est la fin de la glaciation qui, en libérant d'énormes quantités d'eau, provoque cette transgression. A ce moment, des zones jusque là continentales et couvertes par une calotte glaciaire, sont envahies par la mer. La glace en fondant abandonne, soit sur place, soit en le transportant par l'intermédiaire des icebergs, son chargement lithologique, c'est-à-dire le matériel de la tillite.

— A l'Ouest, au contraire, existait avant la glaciation une mer profonde où avaient lieu des éruptions volcaniques et dépôt d'une série sédimentaire comprenant pélites et grauwackes. L'alimentation en matériel glaciaire a dû commencer dès le début de la glaciation; il n'y a donc rien d'étonnant à ce qu'à cet endroit les terrains portant la trace d'une sédimentation glaciaire, soient relativement épais, témoignant ainsi d'une durée de dépôt plus longue.

4° Pélites et grès au-dessus de la tillite

Ces formations sont bien représentées dans le massif de N'Debou-Ibel où elles atteignent

150 m. de puissance.

Vers le Nord, au contraire, elles sont fortement réduites et même souvent absentes. A Sonfara par exemple, la tillite observée sur deux affleurements séparés d'un kilomètre est surmontée soit directement par les dolomies calcaires, soit par des grès arkosiques verdâtres. Une lame mince (22770, éch. 251, L : 12° 10, 1 13° 38) taillée dans ces grès permet d'observer :

- Gros grains esquilleux hétérométriques dont la taille varie entre 1 et 0,5 mm, comprenant du quartz (60 %), des plagioclases altérés, du microcline.
- Ciment peu important formé par de très petits grains de quartz associés avec de la calcite et de la chlorite (pouvant être de néoformation).

Il s'agit d'un grès arkosique à ciment calcaro-chloriteux.

5° Les dolomies calcaires

Au point de vue macroscopique, les roches carbonatées de la série de la Falémé sont analogues à celles qui leur correspondent dans la série de Mali. Il s'agit de roches compactes, blanchâtres, grises ou gris-verdâtres, à surface chagrinée ou mamelonnée. Notons que dans une de ces roches à M'Béma, on peut observer une texture concentrique rappelant une section de stromatolites. Le degré élevé de recristallisation de la roche réduit l'importance de cette observation.

Les meilleurs affleurements permettant d'observer ces dolomies calcaires se trouvent, d'une part sur la Gambie en aval de Soukouta, d'autre part à 3 kilomètres au Sud Est de Sonfara.

La L. M. 22769, éch. 247 provient de ce dernier endroit (L. : 12° 10, 1 : 13° 38).

Au microscope on observe que la roche paraît assez homogène : pour sa majeure partie elle est constituée par un assemblage de petits rhomboèdres réguliers (taille moyenne 35 μ) de dolomite. Quelques filonnets soulignés par une rangée régulière de rhomboèdres un peu gros renferment de grands cristaux enchevêtrés de calcite et quelques plages xénomorphes de quartz.

La partie supérieure de ces dolomies calcaires est, la plupart du temps, parcourue par des filonnets de cherts.

La L. M. 23838, éch. 648, provenant également de Sonfara, permet d'observer ce phénomène de silicification :

- La silice se présente sous deux formes :
- De la calcédoine ayant en partie recristallisé en quartz, forme des couches concentriques ou des amas en petites plages imbriquées.
 - De la lutécite en très beaux sphérolites (voir photo 5, planche VI). Il semble que ce minéral se soit formé un peu plus tardivement que la calcédoine, peut être même aux dépens de cette dernière.
- Les carbonates peuvent former soit de grandes masses homogènes avec des cristaux idiomorphes, soit des trainées de petites plages (4 μ - 5 μ) alignées dans la silice. Il s'agit de dolomite avec quelques plages de calcite.
- Le contact silice-carbonate peut présenter deux aspects différents :
- La lutécite ne semble pas avoir eu d'action sur les carbonates. On remarque cependant que de nombreux héli-sphérolites de ce minéral sont centrés sur des cristaux de carbonates.
 - La calcédoine semble « dissoudre » la dolomie : la destruction du carbonate s'opère suivant sa structure cristalline ; au contact de la silice, ce minéral prend l'aspect d'un sucre trempé dans l'eau ; il devient poreux et « s'imbibe » de silice. Cette frange de dissolution possède une épaisseur variant entre 30 et 80 μ (voir photo 6, planche VI).

Une question se pose à l'esprit : que devient le carbonate après son remplacement ? Mis à part des trainées assez diffuses, mais néanmoins bien individualisées, la calcédoine ne semble pas contenir de carbonates.

Le tableau ci-dessous donne la composition chimique des dolomies calcaires des séries de la Falémé et de Mali.

			CO ₃ Ca	CO ₃ Mg	Insolubles
247	Calcaires de M'Béma	L. 12°16 1. 13°38	55,5	36,3	9,05
1.655	Calcaires de Pellèle	L. 12°22 1. 12°22	59,00	36,30	4,70
1.616	Calcaires de Sénoudébou	L. 12°14 1. 14°23	55	36,10	8,9
1.622	Calcaires de l'Hora Kolé	L. 12°13 1. 14°36	56,0	35,5	8,5
1.672	Calcaires de M'Béma	L. 12°44 1. 12°36	57	37,60	5,4

(1).

Les résultats de ces analyses ont été reportés sur le diagramme triangulaire de B. MARTINET et J. SOUGY (1957); elles sont remarquablement groupées (voir figure 27). Toutes ces roches font partie du groupe dolomie-calcaire.

Le caractère dolomitique de ces roches est-il syn ou épigénétique ? A. BERNARD (1958) a fait le tour des plus récents travaux consacrés aux dolomies. Cet auteur donne un certain nombre de règles permettant de distinguer les dolomies primaires ou secondaires.

— La sédimentation directe (syngénétique) a lieu lorsque la concentration en Mg est très élevée, en particulier dans les eaux lacustres et marécageuses ou dans les lagunes. Les roches ainsi formées ont un grain très fin (inférieur à 10 μ), une stratification interne nette, un aspect compact.

— Les dolomies secondaires ont été subdivisées en deux groupes : diagénétique et épigénétique.

— Les dolomies diagénétiques sont formées durant la consolidation du sédiment carbonaté. Elles sont caractérisées par l'absence de stratification interne, leurs grains irréguliers souvent pigmentés par de fines inclusions noirâtres. La dolomitisation est souvent incomplète et laisse subsister des structures reliques. Ces dolomies se forment soit en milieu intercodital, soit en milieu marin, néritique ou récifal.

Les dolomies épigénétiques sont formées à partir d'une roche déjà consolidée ; ce sont des roches vacuolaires sans stratification externe. Elles montrent des structures métasomatiques poéclithiques et n'ont aucune continuité spatiale.

Si nous pouvons immédiatement exclure l'hypothèse d'une formation épigénétique pour nos dolomies calcaires, il est assez difficile par contre de savoir si elles sont syn ou diagénétiques.

Le fait que nos roches dolomitiques aient des grains nettement supérieurs à 10 μ , qu'elles n'aient pas de stratification interne bien nette, paraît incompatible avec une origine syngénétique. Reste donc l'hypothèse diagénétique; il faut bien avouer que par leur pétrographie nos dolomies ne sont guère caractéristiques d'un tel mode de formation : leur grain est plutôt régulier; de plus les analyses ont montré le caractère très constant de la dolomitisation.

L'étude pétrographique ne peut donc, à elle seule, suffire à déterminer l'origine de la dolomitisation; il faut pour cela examiner les conditions de sédimentation : les dolomies syngénétiques sédimentent, en principe, dans des milieux soit marécageux, soit lagunaires. Il ne semble pas que cela puisse être le cas ici : les dolomies calcaires sont sédimentaires dans une mer qui avait tendance à s'approfondir et où les faciès lagunaires sont inconnus. Il semble donc que la dolomitisation soit *diagénétique*.

Il nous faut donc imaginer que, au départ, un banc de calcaire s'est formé par précipitation du Co₃Ca contenu dans l'eau de mer : cette opération semble s'être effectuée sans intervention biochimique puisque nos dolomies calcaires sont azoïques.

(1) Analyses effectuées par le laboratoire de chimie du B. R. G. M. à Dakar.

Il est fort probable que ce phénomène ait été plus ou moins lié à la fin de la glaciation ayant déposé la tillite. Il est bien connu que les eaux en voie de réchauffement voient leur teneur en CO_2 dissous diminuer, condition favorable à une précipitation de CO_3Ca .

Ce calcaire primitif pouvait d'ailleurs contenir, dès son dépôt, une certaine quantité de CO_3Mg . A. RIVIÈRE (in C. BENNE 1962) a montré que le CO_3Ca en suspension pouvait fixer superficiellement du CO_3Mg dans la proportion de 1 molécule de CO_3Mg pour 2 à 4 de CO_3Ca . Le même auteur (in CAROZZI A. 1953, p. 127) prouve par une autre expérience que la réserve alcaline de l'eau de mer (total des sels dissous) laissée en contact prolongé avec du CO_3Ca précipité, diminue lentement en provoquant l'acidification du milieu. A. RIVIÈRE explique que le CO_3Mg se fixe sur le CO_3Ca , ce qui diminue sa concentration dans l'eau de mer et provoque un affaissement du pH.

Il n'y a pas d'ailleurs seulement fixation, mais échange, puisqu'une partie du CO_3Ca est dissout. Pour que cette fixation du CO_3Mg persiste, il ne faut pas que le pH s'abaisse trop. Il faut donc que des réactions organiques, ou des courants, maintiennent un pH constant dans le lieu où s'effectue cette réaction. On s'aperçoit d'ailleurs que, pour arriver aux compositions de nos dolomies calcaires, il suffit d'un enrichissement en CO_3Mg relativement faible.

Prenons par exemple l'échantillon 1655 qui contient 53% de CO_3Ca et 36,30% de CO_3Mg (ce qui signifie que 83 % des carbonates sont sous forme de dolomite). Il y a donc 590 millimolécules de CO_3Ca pour 432 de CO_3Mg ; à l'origine se sont déposées 1.022 millimolécules de carbonates. D'après la première expérience de A. RIVIÈRE, lors de la précipitation de CO_3Ca , du CO_3Mg pouvait être également précipité dans la proportion de 1 CO_3Mg pour 2 à 4 CO_3Ca : Prenons le chiffre moyen de 1 CO_3Mg pour 3 CO_3Ca ; dès l'origine le précipité pouvait contenir 766,5 millimolécules de CO_3Ca pour 255,5 de CO_3Mg . Il suffira donc que par la suite 176,5 millimolécules de CO_3Ca soient remplacées par un nombre équivalent de CO_3Mg pour arriver à la teneur actuelle: cela représente environ 17 % du CO_3Ca déposé à l'origine.

6° Les silexites à faciès jaspes

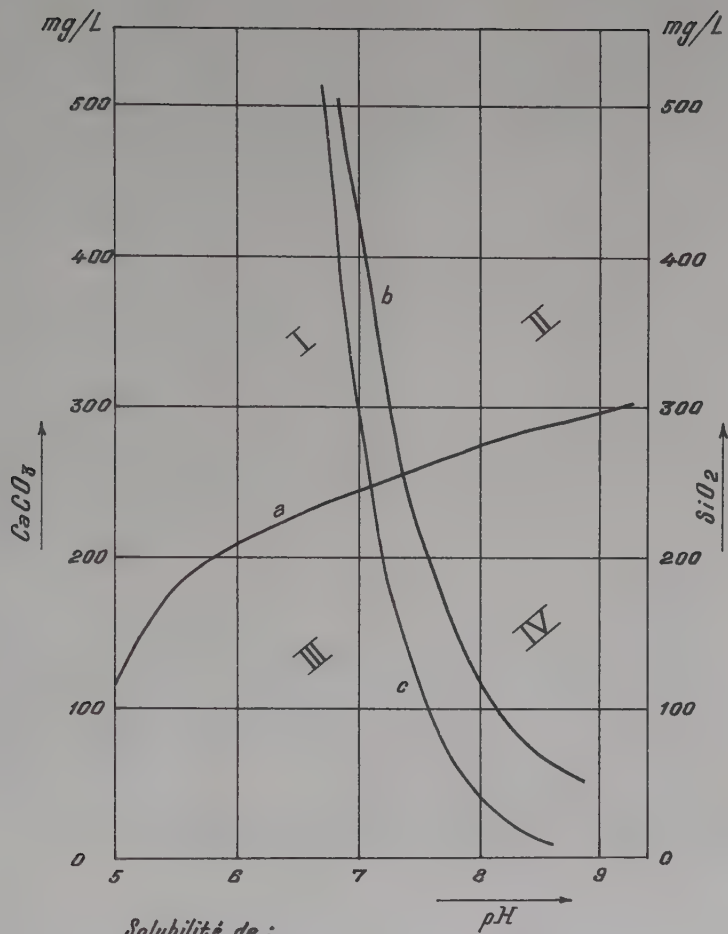
Ces roches surmontent en concordance les dolomies calcaires; elles ont le même aspect et les mêmes caractéristiques pétrographiques que les roches analogues de la série de Mali. Il semble cependant qu'en aval de Soukouta (coupe de la Gambie), les plans de litage soient plus fréquents (0,5 à 1 cm) ce qui leur donne un faciès de phthanite.

Comme dans la série de Mali, ces silexites ne contiennent ni organismes, ni clastiques: elles semblent donc déposées par précipitation chimique.

La présence de filonnets de cherts au sommet des dolomies calcaires peut suggérer que ces silexites correspondent au remplacement partiel de roches carbonatées par de la silice. Cette hypothèse paraît peu probable: mis à part la zone située immédiatement au-dessus des dolomies calcaires, les silexites ne contiennent aucun carbonate.

D'autre part, bien que la métasomatose puisse atteindre des résultats souvent inattendus, il est difficile d'imaginer que des bancs de silexites homogènes (qui à Soukouta doivent atteindre plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur) puissent dériver du remplacement d'anciens calcaires. Cela impliquerait une puissance trop forte de ces derniers.

Nous sommes donc amenés à penser que la silice s'est déposée par précipitation purement chimique. C. CORRENS (1950) a montré (voir fig. 28) que les conditions de précipitation de la silice et du CO_3Ca sont opposées. La silice précipite pour des valeurs basses de pH. On peut imaginer qu'à la fin de la dolomitisation qui, nous l'avons vu abaisse le pH de l'eau de mer, les conditions de précipitation de la silice se soient trouvées réalisées; le cycle: dépôt de calcite, dolomitisation, dépôt de silice, serait donc contrôlé entièrement par des facteurs chimiques.



Solubilité de :
 SiO_2 gel (a) - Calcite dans l'eau pure (b) et dans l'eau de mer (c)
 en fonction de la valeur du pH

Extrait de : "Zur Geochemie der Diagenèse"
 Das Verhalten von CaCO_3 und SiO_2 ; Carl
 W. CORRENS; *Géochimica et Cosmochimica*
Acta, 1950 Vol. I

FIG. 28

Le problème de l'origine de la silice ainsi précitée a été beaucoup discuté. F. PETTIJOHN (1949) fait état de deux groupes d'opinions.

— Les uns estiment que les processus ordinaires de la sédimentation suffisent pour expliquer la quantité de silice déposée.

— Les autres prétendent qu'il faut des conditions spéciales, en particulier l'existence de volcanisme sous-marin qui libère de fortes quantités de silice.

Sans vouloir entrer dans cette discussion qui dépasse le cadre de notre étude, nous remarquerons néanmoins qu'au moment du dépôt des silixites à faciès jaspes, des éruptions sous-marines avaient, ou venaient d'avoir lieu. Nous verrons d'ailleurs que d'autres silixites mais impures et pouvant contenir des éléments pyroclastiques sont associées plus ou moins directement à ce volcanisme sous-marin.

7° Le complexe pélitique

La description des coupes nous a montré qu'au-dessus des dolomies et des silixites à faciès jaspes, on observait un ensemble sédimentaire où les pélites étaient l'élément dominant (voir photo 1, planche VII).

Nous avons donc une succession stratigraphique analogue à celle de la série de Mali. Cependant, à la différence de ce que nous avons pu observer dans cette série, les pélites, si elles sont toujours dominantes le sont de façon beaucoup moins nette; elles sont interstratifiées avec des cinérites, des silixites et surtout des grauwackes qui, localement, peuvent devenir dominantes. Malgré cette hétérogénéité, l'ensemble pélites — grauwackes — cinérites — silixites, possède sur le terrain une grande unité : c'est pour cette raison que nous les étudierons en groupe.

a) Les pélites

Leur aspect macro et microscopique est analogue à celui des pélites de la série de Mali : de couleur jaune ou verdâtre, elles se débitent en plaquettes ovales de 0,5 à 2 cm d'épaisseur. Au microscope on distingue deux phases : une pâte très fine englobe des grains clastiques dont la taille ne dépasse pas 20 μ . Dans certains échantillons provenant de la base de la formation, ou proche de zones tectonisées, il semble que de la chlorite et de la séricite de néoformation soient présentes, de façon toujours discrète.

Dans la L. M. 22777, taillée dans l'éch. 351 provenant des environs de M'Béma (L : 12° 43, l : 12° 36), il semble même que de l'albite soit recristallisée.

b) Les silixites

Ce sont des roches grisâtres ou gris-verdâtres, à cassure conchoïdale, très dures, avec une stratification interne peu développée. Bien qu'elles aient un grain très fin, elles se différencient pourtant très nettement des silixites à faciès jaspes dont elles n'ont pas l'éclat opalescent et les surfaces lisses. La puissance de leurs bancs varie de quelques centimètres à quelques mètres.

Au microscope L. M. 26905, éch. 1611 prélevé sur la Falémé, 3 kilomètres en amont de Sénoudébou (feuille Bakel, L : 12° 15, l : 14° 20) on peut observer deux phases :

- Un ciment micro ou crypto cristallin, mal visible mais où l'on distingue surtout quartz et séricite.
- De petits quartz et plagioclases en grains esquilleux quelquefois recristallisés sur leur bordure.

Il s'agit d'une *silixite* comportant une certaine proportion de clastique.

c) Les cinérites

Ces roches prennent une grande extension à l'Ouest de la bande médiane des grès rouges, mais on les rencontre également à l'Est.

Macroscopiquement, elles ressemblent beaucoup aux silixites que nous venons de décrire, mais elles ont un aspect plus rugueux. La puissance de leurs bancs peut dépasser plusieurs

dizaines de mètres. Au microscope elles apparaissent formées de petits grains esquilleux de quartz et de plagioclases soudés par un ciment où l'on distingue du quartz, de la séricite, de la chlorite et des oxydes de fer. De nombreuses lames minces ont été taillées dans les cinérites et les silexites; tous les intermédiaires existent entre ces deux types de roches. Cette continuité s'explique par la genèse de ces formations; les cinérites sont le résultat du dépôt des fines particules projetées par les éruptions volcaniques dans la mer. Il est bien évident que lorsque les particules sont extrêmement fines, elles recristallisent donnant ainsi des silexites. Il est probable également que l'arrivée dans l'eau de ces fines particules élève la proportion de silice dissoute. Cette silice peut, pour une raison ou une autre, être précipitée; nous avons encore formation de silexites. De toute façon il semble que ces cinérites soient restées à l'état meuble pendant une assez longue période après leur dépôt : à Sénoudébou, nous avons pu observer dans un banc des structures de « slumping » (voir photo 2, planche VII).

Une cinérite provenant de Worouli a été analysée par B. MARTINET au laboratoire de chimie du B.R.G.M. à Dakar.

SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻
77,90	11,75	1,00	0,36	0,03	0,20	0,25	4,70	1,10	0,15	0,02	1,30	0,05

Le calcul montre que les alcalins et la chaux ne suffisent pas à saturer l'alumine; il faut donc imaginer que la roche contenait une certaine quantité de minéraux argileux (recristallisés sous forme de séricite et de chlorite).

d) Les *grauwackes*

Sur le terrain elles apparaissent comme des roches dures, dont la dimension des grains peut être très variable; leur couleur peut aller du jaune-beige au vert-sombre, le plus souvent elles sont grisâtres. Lorsque leur grain est assez fin et qu'elles prennent une couleur verdâtre, elles peuvent être facilement confondues avec une roche volcanique.

Ces *grauwackes* ont leur plus grande extension à l'Ouest de la bande médiane des grès rouges; elles sont également très connues à l'Est de cette bande, au Nord du 12° parallèle.

La lame mince 26 905 (éch. 1610 — rivière Falémé — 3 kilomètres en amont de Sénédebou, feuille Bakel, L : 12°15, 1 : 14°20) nous montre une structure détritique classique.

La granulométrie est extrêmement hétérogène; on peut distinguer deux phases :

D	M	my	m	grains mieux roulés indiquent pourtant qu'une partie du dépôt pouvait avoir subi un transport assez long.
	700 μ	70 μ	20 μ	

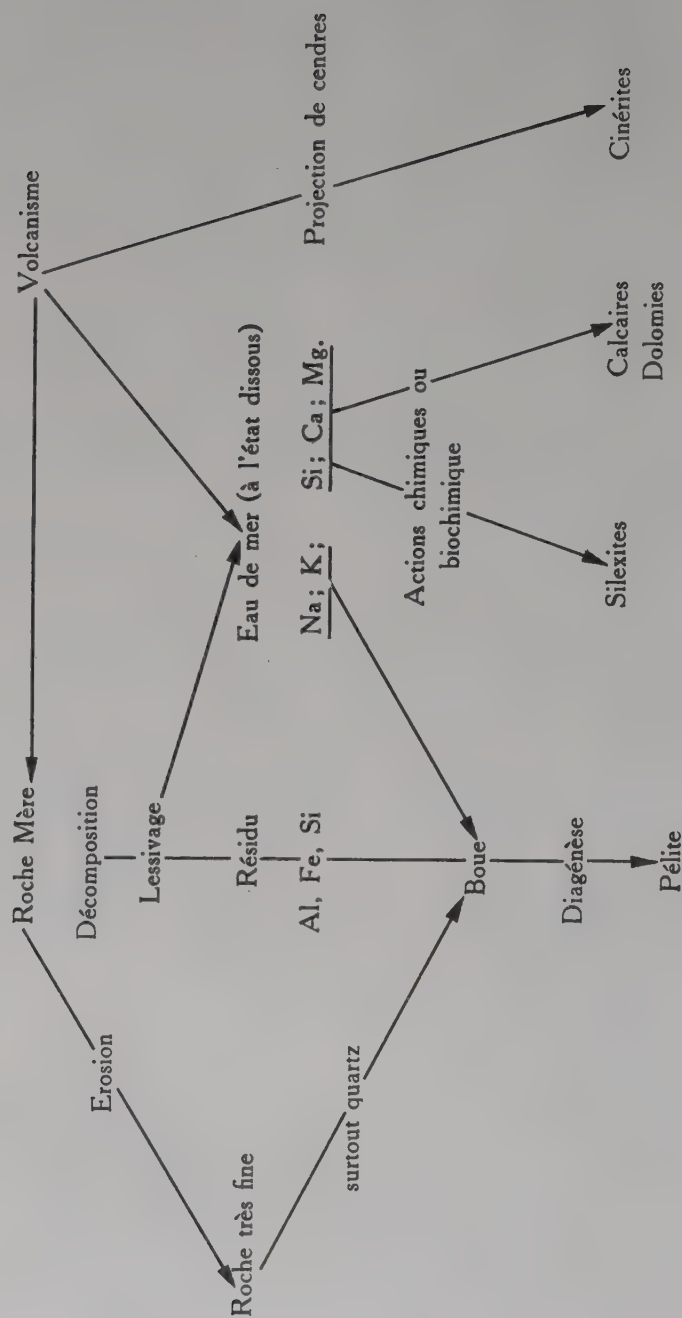
— Ciment où l'on distingue du quartz, des oxydes de fer et de chlorite. Ce dernier minéral est de néoformation. Quelques filonnets de calcite traversent la roche.

Il s'agit d'un *grauwacke quartzo-feldspathique* très fin.

Certaines de ces roches peuvent être beaucoup plus grossières et prendre l'aspect d'un microconglomérat : un de ces bancs (L. M. 22775, éch. 342, prélevé sur la Gambie, 10 km en aval de Soukouta) se révèle au microscope être composé de grains de rhyolite, microgranite, métadolérite, pyroxènes, feldspaths, quartz, dont la taille très variable peut dépasser 1 mm. Le ciment est formé de calcite, quartz et séricite. Il s'agit d'un *grauwacke lithique grossier*.

Bien que la description successive de chacun de ces termes donne une impression d'hétérogénéité, ce complexe pélitique possède en réalité une grande unité : en effet, mis à part des zones particulières où domine tel ou tel élément, la plupart du temps l'alternance des différents faciès est très rapide (voir photo 1, planche VII) ce qui permet le dégagement d'une idée d'ensemble. C'est pour cette raison que les anciens auteurs appelaient cet ensemble

CONDITIONS de DEPOT des "SCHISTES DE LA FALEME"



« les schistes de la Falémé », bien que les schistes n'y soient que peu représentés.

On peut se demander dans quelles conditions de dépôt notre complexe s'est formé; si nous mettons à part les grauwackes (sur lesquelles nous reviendrons ensuite), il semble que l'ensemble pélite, cinérite, silexite se soit déposé dans une mer suffisamment profonde et calme pour que puissent sédimenter, soit de très petites particules détritiques ou pyroclastiques, soit des éléments de néo-formation comme les argiles ou la silice colloïdale. F. PETTIJOHN (1957, p. 258) donne un schéma pour expliquer la formation des shales (terme équivalent à nos pélites).

Nous nous en sommes inspiré en le modifiant pour donner au volcanisme la place importante qui lui revient. Ce schéma (voir tableau ci-contre) permet de se faire une idée des différentes origines du matériel sédimenté. Suivant la prédominance de tel ou tel facteur, on aboutira soit à une pelite, soit à une silexite, soit à une cinérite; il est bien évident (et c'est ce que l'on observe sur le terrain) que tous les termes de passage pourront exister. Bien que très calme, le milieu dans lequel se formaient ces roches n'était tout de même pas en parfait équilibre. Sans parler des grauwackes, l'existence dans les pélites de micro-bancs plus grossiers témoigne d'une rupture très brève, mais néanmoins nette, des conditions habituelles de dépôt.

Les figures de « slumping » observées à Sénoudébou impliquent que les boues encore meubles s'écoulaient le long de pentes très faibles. A. LOMBARD (1956, p. 59) accorde une grande importance à ce phénomène.

Les grauwackes constituent un cas particulier; F. PETTIJOHN (1949, p. 253-4) donne quelques caractéristiques de ces roches; elles sont probablement d'origine marine et très souvent associées à des roches volcaniques sous-marines. Le matériel qui les forme est le résultat d'une érosion rapide, ce qui lui évite d'être altéré chimiquement ou d'être arrondi. L'auteur conclut sur le fait que les grauwackes sont un des sédiments les plus typiques des chaînes orogéniques.

Leur dépôt pose un problème : le fait que, d'une façon générale, les bancs de grauwackes aient une limite nette vers le haut et vers le bas ne permet pas de les expliquer par une évolution progressive des conditions de sédimentation : leur apparition brutale évoque un phénomène très limité dans le temps. Il faut également expliquer pourquoi des grains clastiques ont sédimenté avec une pâte pélitique extrêmement fine : on a pensé que cette anomalie était le résultat de floculations causées par des arrivées massives d'eau douce chargées de colloïdes dans une mer salée.

Actuellement, on considère que le mauvais classement et l'apparition brutale des bancs de grauwackes sont dus au fait que ces roches sont liées à des courants de turbidité. A. LOMBARD (1956 p. 85-87) explique le mécanisme de ces courants : les eaux chargées de matériel de suspension sont plus lourdes que les eaux claires : les premières vont donc s'enfoncer jusqu'à ce qu'elles rencontrent des couches de densité égale ou le fond; à ce moment, elle se stratifient. L'origine du chargement des eaux est multiple : arrivées massives de sédiments apportés par l'érosion continentale, coulées de boues dues à un séisme, éruptions volcaniques, destruction par les vagues et les courants d'un fonds boueux, etc... Les courants de turbidité ont été observés un peu partout, même dans les retenues de barrage.

Il faut tout de même pour expliquer cet apport massif de sédiments, une érosion assez active dans une région tectoniquement instable. Nous avons constaté que nos grauwackes pouvaient contenir des fragments de roches volcaniques provenant de la base de la série : il faut donc supposer qu'une partie de ces roches étaient déjà attaquées par l'érosion, ce qui implique l'existence d'une cordillère, ou d'appareils volcaniques élevés.

8° Les grès rouges

Leur couleur rougeâtre ou brunâtre, leur mauvais classement, apparaissent comme les caractéristiques les plus générales de cette formation, pour le reste assez hétérogène; d'aspect

tendre et argileux au Sud du 13° parallèle, ils deviennent plus durs vers le Nord et leur couleur rouge est moins accentuée et moins constante. Ce changement pétrographique a des conséquences sur la morphologie : alors que dans le Sud les grès rouges ne sont pas marqués dans la topographie, en montant vers le Nord ils forment de petites arêtes plus ou moins parallèles qui permettent de repérer leurs caractéristiques structurales.

Au microscope les faciès nord et sud diffèrent sensiblement :

— L. M. 26907, éch. 1614, 2 kilomètres à l'Ouest de Sénoudébou (feuille de Bakel).

Structure détritique :

Grains de quartz très dominants (90 %), peu nourris (accroissement inférieur à 10 %) ; plagioclases altérés, micas, fragments de roches (silexites) très rares.

D	M	my	m	S	M	my	m	A	M	my	m
	230 μ	40 μ	10 μ		0,9	0,5	0,3		0,7	0,3	0,1

Les grains sont souvent enrobés dans une pellicule d'oxydes de fer ; un ciment peu abondant comprenant oxydes de fer, minéraux argileux, chlorite, quartz, s'observe dans les intergrains. Il s'agit d'un *grès quartzo-feldspathique* mal classé.

— L. M. 25885, éch. 1406 provenant de 6 kilomètres au Sud du gré de Worouli (L: 12°38, 1: 12°42).

Structure détritique :

Grains de quartz (60 %), plagioclases altérés, roches cryptocristallines, calcite, glauconie (très rare) :

D	M	my	m	S	M	my	m	A	M	my	m
	600 μ	150 μ	30 μ		0,7	0,3	0,1		0,9	0,5	0,3

Ces grains sont mal classés et peu roulés ils sont liés par un ciment calcaro-pélique où l'on distingue : calcite (ou dolomie), chlorite détritique et de néo-formation, micas, minéraux argileux, oxydes de fer.

Cette roche est un *grès quartzo-feldspathique* ayant beaucoup d'affinités avec les grau-wackes. Dans la terminologie employée par F. PETTIJOHN (1949) ce serait une subgrauwacke.

Si l'on ajoute que des passées de galets assez diffuses apparaissent quelquefois dans ces grès, nous pouvons conclure qu'ils résultent de la sédimentation rapide d'un matériel peu évolué n'ayant eu le temps ni d'atteindre une granulométrie homogène, ni d'être arrondi. Il semble d'autre part que la couleur rouge témoigne d'une sédimentation en milieu continental, lagunaire ou du moins peu profond. Nous reviendrons d'ailleurs sur ce problème au chapitre prochain ; retenons pour l'instant que la série de la Falémé s'achève par la destruction de reliefs vigoureux, dont les débris vont s'accumuler dans des dépressions peu profondes.

D — Etude structurale

L'absence de fossiles et la rareté des niveaux repères ne nous a pas permis de faire une étude détaillée de la tectonique ayant affecté la série de la Falémé ; nous sommes tout de même arrivé à établir un certain nombre de points :

1° Une coupe Est-Ouest permet d'observer que la série de la Falémé, malgré son aspect monoclinale, constitue une structure synclinale généralement déversée vers l'Est. Le cœur de ce synclinal est occupé par des grès rouges.

2° Cette structure synclinale est en réalité constituée par de multiples plis : il s'agit donc d'un synclinorium. Ce fait peut être déjà pressenti si l'on calcule l'épaisseur de la série en considérant qu'elle possède une structure monoclinale : on arrive à des épaisseurs beaucoup trop fortes pour qu'elles soient réelles. Sur le terrain et sur photos aériennes nous avons d'ailleurs pu observer certaines de ces structures élémentaires composant ce synclinorium.

3° L'axe de ce synclinorium semble se relever :

— Au Nord du parallèle 14°10 où la bande médiane des grès rouges perd son individualité et se divise en de multiples petits éléments synclinaux.

— Au Sud du parallèle 12°23 où ces mêmes grès disparaissent complètement. Il semble d'ailleurs que dans cette zone l'intensité des plissements s'atténue sensiblement (Dans la zone Nangagni Népin-Diaka, les pélites de la série de la Falémé sont subhorizontales). Tout se passe comme si les grès rouges s'étaient déposés dans un bassin allongé N.NE, alors que l'axe des plissements serait nettement plus rapproché de la direction NE.

4° Une certaine disharmonie de plissements existe entre les grès rouges et le reste de la série où les plis sont nettement plus serrés. La coupe du marigot Kodol est particulièrement suggestive à cet égard.

Nous n'avons pu établir avec certitude s'il s'agissait d'un effet de la compétence différente entre les grès et les pélites, ou au contraire, d'une disharmonie telle qu'on en observe dans les plis concentriques à des niveaux différents. Il semble que ce dernier phénomène soit le plus probable, certains bancs durs contenus dans les pélites étant eux-mêmes plissotés.

5° Même dans les zones où les pélites ont été seulement plissotées, l'effort tectonique a été souvent assez considérable pour qu'apparaisse un clivage de schistosité. La photo 3, planche VII est un bel exemple de ce phénomène; on peut y observer le clivage de schistosité recoupant des pélites plissotées : le plan du clivage est parallèle au plan axial des plis. Cette photo a été prise à Hamdalaye, village situé sur la Falémé à la hauteur du parallèle 14°15, à 3 kilomètres environ à l'Ouest du point où, sous la tillite, débute le socle birrien : nous sommes là dans un endroit où les plissements, en raison de la proximité du socle, sont très amortis. Le fait que la schistosité se développe prouve que l'absence de plis de grande amplitude n'est pas due à l'absence de force tectonique, mais au fait que dans cet endroit il n'y a pas eu de décollements importants entre le socle et la série de la Falémé. Les couches inférieures de la série ne pouvant se plisser par suite de leur solidarité avec le socle, ont absorbé une partie de l'effort tectonique en formant une schistosité de clivage; ce phénomène implique également une forte épaisseur de la série (au moins 4.000 mètres d'après P. FOURMARIER).

6° La tectonique souple que nous avons décrite s'accompagne d'une tectonique cassante dont l'apparition est favorisée par l'alternance de lits compétents et incompétents. Sur le terrain, nous avons noté de très nombreux plans de fracture, décrochements, diaclases, boudinages. Certaines failles ont pu être décelées, malheureusement le manque de bancs repères nous a empêché d'apprécier les rejets et les importances relatives de ces accidents. Il est probable que dans les zones occidentales les plus tectonisées doivent exister de véritables structures en écailles.

La plupart des plans de failles ou de fractures lorsqu'ils ont pu être observés ont un pendage fort, dirigé vers le NW, c'est-à-dire en concordance avec les pendages de la série. L'existence de plis failles est donc possible.

7° Des mesures géophysiques (en particulier la méthode magnétique aéroportée) ont donné d'intéressantes précisions sur la structure de la série de la Falémé :

a) La puissance maximale des formations non métamorphiques et non éruptives contenues dans le synclinorium de la Falémé est de 2.300 mètres, à la hauteur du 13° parallèle. Partout ailleurs elle oscille entre 1.000 et 2.000 mètres.

b) La bordure est de la série de la Falémé, caractérisée par la transgression de la tillite sur le socle, n'en correspond pas moins à une zone de fracture qui, en deux ou trois kilomètres, amène le socle à des profondeurs de 5 à 800 mètres sous la surface actuelle. Il semble donc que la série de la Falémé se soit déposée dans une fosse profonde, bien limitée par des zones de flexure accompagnées de fractures. Il est possible que les rhyolites et les dacites des environs de Soukouta soient montées par ces cassures. Cette zone de fracture a pu rejouer postérieurement au dépôt de la série : au NW de Soukouta, la série et le socle

sont en contact anormal.

c) Sur le flanc ouest du synclinorium, le socle remonte; il semble donc qu'en poursuivant dans cette direction nous ayons un anticlinorium.

E — Définition stratigraphique de la série de la Falémé

La stratigraphie de la série n'est pas la même sur sa bordure ouest que sur sa bordure est (voir fig. 29).

— A l'Est où la série se déposait dans des conditions épicontinentales, on observe de bas en haut :

— Très localement un complexe volcanique acide	500 m.
— Tillite	0 à 30 m.
— Pélites et grès (épisodiques)	0 à 150 m.
— Dolomies calcaires	5 à 10 m.
— Silexites à faciès jaspes	5 à 30 m.
— Complexe pélitique à passées subordonnées de silexites, grauweekes, cinérites	environ 500 m.
— Grès feldspatiques rouges (grès du Boundoun)	environ 1.000 m.

— A l'Ouest et dans la région au Nord de Kidira, la série se déposait dans une fosse profonde; on observe de bas en haut :

— Complexe volcano-sédimentaire basique	au minimum 1.000 m.
— Tillite interstratifiée dans la partie supérieure de ce complexe; l'épaisseur des terrains contenant des formations glaciaires est variable, il peut atteindre	300 m.
— Dolomies calcaires	5 à 10 m.
— Complexe groupant : pélites, cinérites, grauweekes, jaspes rouges	500 à 1.000 m.
— Grès feldspatiques rouges, ...	environ 1.000 m.

Comme nous l'avons fait remarquer lors de la description de la coupe de l'Houra-Kolé, il est possible que le complexe volcano-sédimentaire de base ait pu former *localement* des appareils volcaniques importants, qui auraient émergé durant le dépôt des pélites.

F — Relations entre les séries de la Falémé et de Mali

Nous avons déjà abordé ce problème lors l'étude des coupes et avons montré que dans la région de Nangagni, Lagordé, Kadioré, Népin-Diaka, les pélites de la série de la Falémé et celles de la série de Mali ne constituaient qu'une seule et même formation.

Nous pouvons constater par ailleurs que la stratigraphie de la bordure est de la série de la Falémé est la même que celle de la série de Mali (mis à part les grès feldspathiques rouges absents dans cette dernière). Les deux séries débutent par une tillite surmontée soit directement soit par l'intermédiaire d'un épisode pélito-gréseux, par des dolomies calcaires et des silexites à faciès jaspes. Cet ensemble est suivi par un complexe à dominance pélitique.

Il semble donc que les deux séries constituent un même ensemble stratigraphique.

On peut cependant objecter que, *d'une façon générale*, la série de la Falémé est plissée alors que la série de Mali est subhorizontale; cette objection ne résiste pas à une étude détaillée :

— Dans la zone de Nangagni, Népin-Diaka où la série de Mali est horizontale, celle de la Falémé l'est également.

— En allant vers l'Ouest, la série de la Falémé se plisse mais *celle de Mali aussi* : nous avons vu en effet que, dans la région de Niéla, les pélites de cette dernière série étaient affectées par des plissements de plus en plus violents en allant vers l'Ouest.

COUPE THÉORIQUE DE LA SÉRIE AVANT LE PLISSEMENT DES GRÈS ROUGES

*Bordure ouest et
région de Kidira*

Bordure est

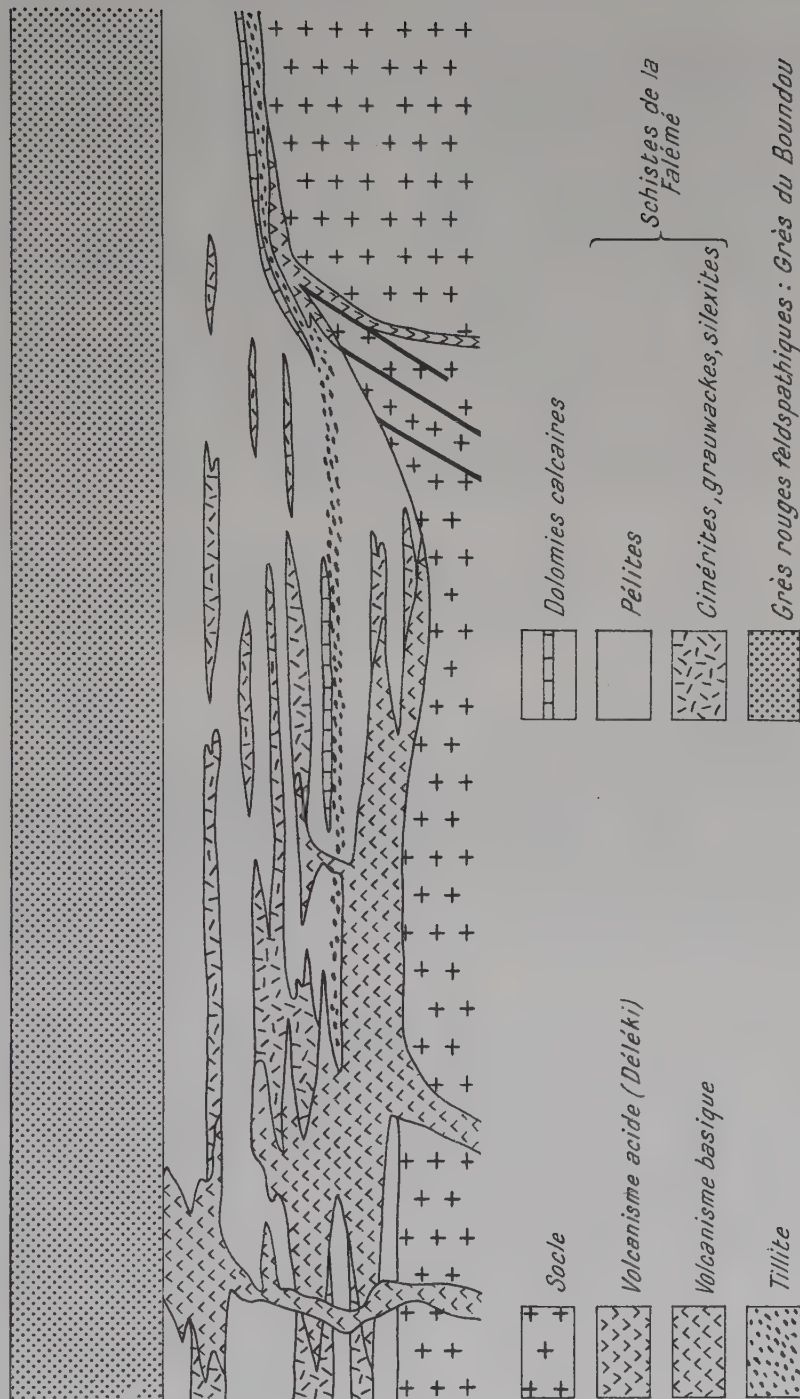


FIG. 29

La tectonique de même que la stratigraphie sont en faveur de la similitude des séries de Mali et de la Falémé.

G — Conclusion

La série de la Falémé paraît assez complexe tant du point de vue stratigraphique que tectonique; on peut imaginer sa formation de la façon suivante :

— Une série de grandes cassures détermine une fosse envahie par la mer; le long de ces fractures montent des roches volcaniques qui s'épanchent sous l'eau et sont interstratifiées avec des pélites et des roches pyroclastiques.

— Une glaciation a lieu, suivie d'une transgression au cours de laquelle se dépose une tillite; les pélites continuent à se déposer mêlées à des grauwackes et à des roches pyroclastiques témoignant que l'activité volcanique se poursuit.

— La partie ouest de la série doit émerger en cordillère; la mer s'étale et devient moins profonde; des grès feldspathiques résultant de la démolition des cordillères s'accumulent.

— Après une longue période, de nouveaux plissements très violents ont lieu : la poussée vient du N W. Il semble que les fractures initiales rejouent.

V — LA SERIE DES BASSARIS

A — Introduction

Nous avons groupé dans cette série un ensemble de roches épimétamorphiques formant une bande étroite orientée N NE, qui borde à l'Ouest la série de la Falémé. Vers le Nord cette série semble se raccorder avec celle de la Koulountou; l'absence d'affleurements n'a pu permettre l'étude précise de ce raccord. Vers l'Ouest elle est séparée des terrains de la série de Youkounkoun par une grande faille bien marquée par la morphologie mais rarement visible. Au Sud où elle se poursuit au-delà de la zone cartographiée, elle disparaît dans la région de Gaoual (Guinée) sous des formations gréseuses horizontales du début du Gothlandien.

Un examen des cartes Kédougou, Dalafl et Youkounkoun permet de constater, d'une part que la série est plus large au Sud qu'au Nord (25 km contre 5), d'autre part, que pour sa majeure partie elle possède une morphologie particulière : elle correspond, en effet, à un alignement de collines aux pentes raides souvent terminées par un plateau latéritique.

Si le fait d'être légèrement métamorphique constitue un aspect essentiel de la série. l'intense tectonique qu'elle a subi est également très caractéristique : la plupart du temps les roches appartenant à la série des Bassaris présentent des faciès étirés ou écrasés. Mis à part quelques exceptions, les pendages sont toujours forts. Sur des distances très faibles il est possible d'observer de nombreux plans de glissements et diaclasses qui témoignent que la tectonique a eu, non seulement des effets plastiques, mais également cassants. Cette tectonique et les phénomènes qu'elle contrôle, comme par exemple les zones à filons de quartz, ont rendu les roches très hétérogènes et difficiles à reconnaître. Nous n'avons pu mettre en évidence aucun faciès repère permettant d'établir une stratigraphie précise de la série.

Rappelons que la série des Bassaris et la partie occidentale de la série de la Falémé avaient été classées dans le Birrimien par nos prédécesseurs.

B — Description et répartition des différents éléments de la série

Un examen des cartes géologiques permet de constater que nous avons distingué deux groupes de formation :

— Celles que nous avons considérées, pour une raison ou pour une autre, comme des formations équivalentes à celles des séries de la Falémé et de Mali, mais ayant subi un léger métamorphisme : elles figurent avec la même couleur mais portent en surcharge un barré oblique. Elles groupent des schistes sériciteux et d'anciennes roches basiques volcaniques.

— Celles dont l'origine est plus incertaine et qui comprennent des quartzites et des schistes verts. Sous ce dernier terme ont été groupées des roches assez hétérogènes dont la caractéristique principale est d'avoir le faciès « greenschist », elles contiennent, en effet, de la chlorite, de l'actinote et de l'épidote. Cependant étant donné les variations de leur teneur en silice et l'irrégularité de leur étirement, elles peuvent prendre des faciès assez différents allant du quartzite verdâtre au schiste vert de type prasinite.

Comme nous l'avons déjà souligné, aucun faciès repère n'a pu être défini; de plus, le fait que la plupart des pendages observés semblent être des pendages de schistosité et non de stratification, ne nous a pas permis d'établir une stratigraphie cohérente de la série des Bassaris. Nous ne donnerons donc pas de description de coupes comme nous l'avions fait dans les chapitres précédents, nous nous contenterons d'exposer rapidement les grands traits de la répartition des différents faciès à l'intérieur de la série.

— Les schistes sériciteux possèdent leur plus grande extension dans la partie sud, à la hauteur de la série de Mali; on les retrouve également vers le Nord avec une extension plus réduite. Ces schistes peuvent contenir d'anciennes grauwackes et jaspes rouges, ainsi que des petits noyaux de roches basiques effusives. Toutes ces roches ayant, bien entendu, été plus ou moins transformées.

— Les quartzites sont rencontrés sur le bord occidental de la série, au Nord de la route Kédougou-Youkounkoun. Il s'agit de roches toujours très étirées mais n'ayant pas l'aspect caractéristique des quartzites métamorphiques observés à Bakel. A 300 mètres à l'Ouest du village d'Etiolo, on peut voir un banc de quartzites blancs semblant assez peu étiré, isolé au milieu de « schistes verts »; cette position assez particulière jointe au fait que cette roche semble très peu métamorphique, paraît les différencier nettement des autres quartzites.

— Les schistes verts forment plusieurs bandes ou noyaux. D'une façon générale il semble que ces faciès bordent la série de la Falémé. A l'intérieur de ces schistes verts on rencontre en masses plus ou moins homogènes, des roches basiques effusives (du type spilite) peu ou pas métamorphiques.

C — Relations de la série des Bassaris avec les séries voisines

Dans ce paragraphe nous exposerons les faits observés sur le terrain : d'autres aspects de ce problème seront fournis par l'étude pétrographique.

— Comme nous l'avons déjà vu, il semble que la série des Bassaris se raccorde vers le Nord avec celle de la Koulountou. Cette supposition s'appuie sur la carte géologique : des éléments de chacune de ces deux séries ont pu être observés tout près les uns des autres; il semble d'autre part que les directions tectoniques viennent se raccorder. Soulignons cependant que la jonction n'a pu être vue de façon précise, la zone où elle se produit étant particulièrement latéritisée.

— Avec la série de Youkounkoun les rapports de la série des Bassaris sont nets : une grande faille les sépare. Cet accident paraît bien individualisé; la zone de broyage qui lui

correspond ne semble pas dépasser quelques centaines de mètres sauf au Nord de la route Tambacounda-Kédougou, où elle semble être moins intense et s'étaler sur 2 ou 3 kilomètres : à cet endroit il est possible que nous ayons, non plus une fracture nette, mais une zone de flexure ou un pli dont l'un des flancs serait en partie laminé. Nous reviendrons sur cet accident au chapitre tectonique.

— Les relations avec les séries de Mali et de la Falémé sont beaucoup plus complexes. Si nous examinons la carte géologique nous remarquons que les faciès de la série des Bassaris semblent « correspondre » à ceux de ces séries : les schistes sériciteux sont placés en face des pélites, les schistes verts touchent la partie de la série de la Falémé qui contient des faciès paléovolcaniques. Cette distribution s'explique si on admet que la série des Bassaris constitue l'équivalent métamorphique des deux autres séries.

Sur le terrain, nous avons vu que dans la région de Niéla, il semblait y avoir effectivement passage continu entre les séries de Mali et des Bassaris. La coupe que nous avons décrite lors de l'étude de cette région, bien qu'elle ne soit pas absolument continue, ne semble laisser aucune équivoque.

Les relations avec la série de la Falémé sont rendue plus délicates à expliquer du fait de l'hétérogénéité du bord occidental de cette série : en effet, s'il est relativement facile d'observer les progrès de la tectonisation et du métamorphisme dans un matériel homogène tel que les pélites, les choses sont plus délicates lorsque ces phénomènes se produisent dans un complexe où voisinent des roches effusives, des tufs, des jaspes, des pélites, etc... Chacun de ces éléments réagira différemment au métamorphisme suivant sa composition chimique, de plus la juxtaposition de roches compétentes et incompétentes favorisera les décollements et les accidents cassants. Sur le terrain on constate effectivement, que si les roches de la série de la Falémé s'étirent et recristallisent de plus en plus en s'approchant de la série des Bassaris, il y a souvent une limite nette entre ces deux séries, marquée par une faille. Ce processus n'est pourtant pas général: à la hauteur de la Gambie le passage semble être progressif; on peut observer en effet des diabases et des jaspes rouges encore bien reconnaissables, interstratifiés avec des schistes verts. La présence des jaspes rouges prouve que les diabases sont bien des roches effusives et non une intrusion postérieure au dépôt de la série. Il y a donc à cet endroit passage progressif. Des contacts analogues ont été observés à l'Est du mont Hassirik et dans les environs du village de Kétiouri.

Nous résumons en disant que, d'après les observations de terrain, la série des Bassaris semble constituer *pro parte* l'équivalent métamorphique des séries de Mali et de la Falémé.

D — Etude pétrographique

1° Les schistes sériciteux

Ces schistes sont particulièrement bien représentés dans la partie sud; ils semblent dériver des pélites de la série de Mali dont ils se différencient par leur texture schisteuse et leur aspect satiné. Altérés ils ont une couleur rougeâtre qui donne à leurs affleurements un cachet caractéristique. Lorsqu'ils sont frais, ils ont une couleur jaune-verdâtre ou beige. Ils sont talqueux et doivent contenir une certaine quantité d'argile car ils happent légèrement à la langue.

Ils sont traversés fréquemment par des filons de quartz blanc-laiteux, stériles, concordant généralement avec la schistosité. Ces filons ont souvent un aspect cassé, et il semble que le quartz ait été en partie remobilisé sous forme de filonnets de 1 à 2 cm d'épaisseur qui s'échappent hors du gros filon dans les terrains encaissants. La plupart du temps il semble que ces filons de quartz puissent être considérés comme des filons d'exsudation si fréquents dans l'épizone : dans la coupe Niéla-Larapesse, nous avons pu constater que les filons de quartz apparaissaient dans les pélites tectonisées mais non encore transformées en schistes sériciteux.

L'étude au microscope n'a pas apporté beaucoup de précisions nouvelles : les lames minces taillées dans ces schistes montrent une structure granolépidoblastique peu accusée. La recristallisation est surtout le fait de la séricite; le quartz semble également recristalliser en très petites plages. Lorsque la roche contient de la pyrite, on note de *belles cristallisations de quartz* aux extrémités des cristaux de pyrite, dans les zones de sous-tension (voir photo 4, planche VII). Il s'agit là d'un bel exemple de « *pressure shadows* ». J. LAMEYRE (1958) estime que ces structures ne constituent pas à elles seules un critère de métamorphisme, mais il a pu constater que dans les Grandes Rousses elles accompagnent et précèdent les manifestations les plus légères du métamorphisme.

Il est quelquefois possible d'observer les restes de l'ancienne structure pélitique, en particulier les microbancs plus grossiers si fréquents dans ces roches. Les oxydes de fer sont toujours présents et forment quelquefois des alignements plus ou moins diffus.

Deux analyses chimiques effectuées, l'une sur une pélite de la série de Mali, l'autre sur un schiste sériciteux de la série des Bassaris, montrent des résultats tout à fait comparables :

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	CO ₂
Ech. 92...	65,50	14,15	6,15	0,70	0,045	1,90	0,50	1,30	3,05	0,85	0,08	3,85	1,40	0,10
Ech. 99...	62,05	17,00	4,50	2,30	0,12	1,50	0,76	1,90	3,70	0,85	0,175	3,80	1,25	0,25
Ech. 92 : schistes sériciteux de Lougal (L : 12° 57, l : 12° 12).														
Ech. 99 : pélites de Nangani (L : 12° 38, l : 12° 21). (1)														

On remarquera en particulier le pourcentage relativement élevé de K₂O par rapport à Na₂O. Le total fer ferreux et fer ferrique est analogue dans les deux roches; le fer ferrique est plus abondant dans le schiste : faut-il y voir un effet du métamorphisme ?

Une analyse aux rayons X n'a pas permis de différencier nettement les deux roches : les deux échantillons ne contiennent que ces illites (2) à l'exclusion d'autres minéraux argileux. L'échantillon 92 contient de la chlorite : ce minéral serait donc de néoformation.

Comme nous l'avons signalé les schistes sériciteux peuvent contenir des bancs de grauwackes en voie de recristallisation : dans ces roches la chlorite de néoformation est particulièrement abondante. Des tufs, des jaspes rouges et des roches basiques ont été également observés : ces dernières roches vont faire l'objet du prochain paragraphe.

2° Diabases et roches spilittiques peu ou pas transformées

Ces roches s'observent soit dans les schistes sériciteux en compagnie de grauwackes, de tufs, et de jaspes rouges, soit dans les schistes verts sans ce cortège.

Dans le premier cas il semble que nous soyons en présence d'un complexe volcano-sédimentaire de même type que ceux observés dans la série de la Falémé. Dans le deuxième cas, leur présence soulève un problème, les rapports exacts entre les deux groupes n'ayant pas été vus. Ces roches spilittiques ou ces diabases se distinguent en effet très mal des schistes verts qui les entourent; elles possèdent généralement une certaine individualité due à leur aspect massif. Ce critère est peu sûr car elles peuvent être étirées. La couleur verte de ces roches paraît due à leur forte teneur en chlorite : rappelons que même dans les zones non métamorphiques, les spilites contiennent de la chlorite.

Si à l'œil nu ces roches se distinguent mal des schistes verts, au microscope les choses sont plus nettes. La lame mince 26179 taillée dans l'échantillon 1424 (L : 12° 51, l : 12° 36) permet d'observer :

Structure microlithique porphyrique légèrement étirée

— Baguettes d'albite très fraîches (2 V = + 80°)

(1) Analyses effectuées par B. MARTINET au Laboratoire de chimie du B.R.G.M. de Dakar.

(2) Il n'a pas été possible de distinguer l'illite de la séricite ce qui explique le résultat négatif du

- Microlites d'albite souvent bifides
- Augite en voie de transformation en chlorite et calcite
- Ces cristaux baignent dans une pâte très fine où l'on distingue de la chlorite (pennine), du quartz, du leucoxène provenant de l'altération d'ilménite qui subsiste sous forme de squelette, de l'épidote, de la calcite
- Des nodules contiennent de la pumpellyte associée avec de la chlorite et de la calcite
- Des filonnets d'épidote et de calcite traversent la roche.

Il s'agit d'une *andésite de type spilitique* : le métamorphisme qu'elle a subi doit être très faible; il est difficile de l'apprécier car la plupart des minéraux spécifiques aux spilites sont également caractéristiques de la paragenèse « greenschists ». Cette roche semble de toute façon absolument analogue aux spilites de la série de la Falémé.

Nous avons pu observer assez fréquemment des roches de ce type; leur faciès varie entre un basalte spilitique et un albitophyre; en règle générale leur métamorphisme est faible ou nul. Ce dernier caractère joint au fait que très fréquemment, lorsqu'elles sont interstratifiées dans les schistes verts elles ne contiennent pas leur cortège volcano sédimentaire habituel, pose un problème; ces roches peuvent représenter :

— Soit des noyaux intacts d'un complexe volcanique transformé dans sa majeure partie en schistes verts.

— Soit des venues tardives postérieures ou contemporaines de la fin de la tectonique ayant affecté la série des Bassaris.

En réalité il est possible que ces deux hypothèses ne soient pas aussi opposées et qu'il existe un moyen terme. P. ROUTHIER (1944, p. 130) dans un article où il montre justement la présence de deux générations de roches vertes dans les Alpes Occidentales, admet cependant que, dans une même génération, les roches ont pu être transformées de façon différentes :

« Nous saisissons ici le jeu complexe des mouvements de la mise en place des roches vertes : une roche se consolide et est laminée, une autre s'y injecte et est laminée à son tour ».

Bien qu'aucun argument vraiment décisif ne soit apporté, il semble cependant qu'un tel processus puisse s'appliquer dans notre cas : nous allons voir en effet, dans le paragraphe qui suit que les schistes verts semblent en grande partie dériver d'anciennes roches basiques.

3° Les schistes verts

Ainsi que nous l'avons déjà signalé, cette dénomination couvre des roches pouvant présenter des faciès assez variés. Le terme le plus constant, semble être une roche schisteuse vert foncé. Au microscope (lame mince 26175, éch. 1417; Sud de N'Gop; L : 12°50, l : 12°36) on peut observer :

Structure granolépido-blastique.

- Amphibole (actinote, très rarement hornblende verte) formant un feutrage orienté
- Chlorite assez rare
- Epidote, grains épars
- Quelques plagioclases très petits pouvant être de néoformation
- Quartz en petites plages à extinction roulante
- Des filonnets de calcite associée à de l'épidote traversent la roche. Ces filonnets peuvent quelquefois prendre des dimensions beaucoup plus importantes (20 cm de puissance).

Il s'agit d'un *schiste vert* ou d'une *prasinite* (terme défini dans le précis de pétrographie de J. JUNG (1958)). Ces roches correspondent aux faciès « greenschist » de F. TURNER, faciès caractérisé par des paragenèses telles que :

Actinote — Epidote — Albite — Chlorite
Calcite — Epidote — Actinote.

D'autres faciès sont moins répandus :

L'échantillon 82 (sortie est du village d'Etiolo, L : 12°52, l : 12°36) montre au microscope une structure granoblastique où l'épidote domine largement les autres minéraux (chlorite, actinote, quartz). Il s'agit d'une *prasinite à tendance épidotite*.

L'échantillon 364 (Col à l'Ouest de Salemata L : 12°50, l : 12°38) semble plus siliceux et plus étiré : à côté du quartz on remarque de l'amphibole (trémolite et actinote), de l'épidote, de la zoïsite et de la chlorite; des filonnets de calcite recoupent la roche, il s'agit d'un *quartzophyllade à amphibole et chlorite*. Malgré sa forte teneur en quartz cette roche avait l'aspect d'un schiste vert habituel.

L'hétérogénéité des schistes verts peut être due à des causes indépendantes de leur composition primitive :

— Un étirement plus ou moins marqué peut donner des faciès différents : la photo 7 planche VII montre une roche relativement homogène passant à une autre plus schisteuse; la partie la moins étirée forme une masse losangique de 1 × 2 mètres et, sur le terrain on ne pouvait douter qu'il s'agissait d'une même roche ayant subi un étirement inégal. Lorsque ce phénomène se passe sur une plus grande échelle, il devient délicat de savoir s'il s'agit de deux roches différentes ou non.

— Certaines zones ont été affectées par une métasomatose siliceuse : nous avons déjà évoqué la présence dans la série des Bassaris de filons de quartz qui semblaient être d'exsudation. Il existe des filons qui peuvent avoir une origine différente, c'est le cas en particulier de ceux qui sont alignés le long d'un axe N E passant dans les environs d'Etiolo, axe qui se poursuit sur des dizaines de kilomètres. Il semble qu'il y ait eu autour de ces filons une véritable métasomatose siliceuse imprégnant lit par lit le schiste environnant en lui donnant un aspect de gneiss ou de migmatite (voir photo 5, planche VII). Au microscope la silicification est nette : on observe des lits homogènes de quartz à extinction ondulante séparés par une trame de chlorite, amphibole, séricite et oxyde de fer qui représentent probablement l'ancienne roche-hôte. Les filons de quartz qui accompagnent cette silicification ont des puissances assez variées (1 à 10 mètres), ils concordent avec la schistosité; leur passage avec les roches encaissantes peut quelquefois être brutal. Ils présentent souvent la caractéristique que nous avons vue lors de l'étude des filons d'exsudation : le quartz semble être remobilisé en petits filonnets qui recoupent filons et roches encaissantes. D'où vient cette silice ? S'agit-il d'émanations magmatiques profondes où, au contraire, de silice ayant subi un léger remaniement ? Nous manquons d'éléments pour résoudre ce problème; nous remarquerons pourtant que, dans l'hypothèse où les schistes verts seraient l'équivalent métamorphique des complexes volcano-sédimentaires de la série de la Falémé, on ne retrouve pas les jaspes rouges et les cinérites grises. Le quartz des filons et des zones silicifiées ne pourrait-il pas représenter ces anciennes formations ?

Emanation magmatique, remobilisation de niveaux siliceux, quoiqu'il en soit, cette silicification peut, sur le terrain, amener de nombreuses confusions sur la nature réelle des roches; c'est ainsi qu'en premier examen nous avons pu considérer le contact d'une roche verte massive avec la même roche ayant subi une silicification aux bordures bien tranchées, comme un contact intrusif entre une ortho amphibolite et un quartzite verdâtre.

Le bref exposé de la pétrographie des schistes verts a permis de mettre en évidence leur hétérogénéité; cependant, d'un point de vue plus général, en faisant abstraction des modifications nombreuses qu'ils ont pu subir et des faciès particuliers locaux, il n'en reste pas moins que les schistes verts de la série des Bassaris présentent une certaine unité : il s'agit de prasinites. D'après J. JUNG (1958) les roches de cette catégorie peuvent dériver soit d'anciennes roches basiques, soit de roches appartenant à la séquence calcaro-pélitique, métamorphisées dans la zone des schistes sériciteux. L'étude au microscope n'a permis d'observer aucune structure relique permettant de choisir entre ces deux possibilités. Les analyses chimiques donnent des précisions intéressantes : le tableau ci-après ; donne les résultats de l'analyse de trois schistes verts des Bassaris.

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	H ₂ O + H ₂ O —	
Ech. 17...	52,05	11,60	3,30	5,55	0,15	10,40	11,30	2,50	0,20	0,92	0,09	1,82	0,12
Ech. 360...	44,40	11,75	3,30	9,10	0,17	10,70	12,10	1,70	0,30	3,00	0,20	2,85	0,10
Ech. 1017..	48,65	10,45	2,50	6,80	0,15	6,65	11,60	4,50	0,65	2,40	0,28	1,80	0,14

(1)

Il est possible de calculer les paramètres de A. LACROIX (voir tableau II hors texte) : la roche 17 est une dacite, les deux autres sont des basaltes. Tous les trois ont une forte tendance sodique. Cette composition de roches éruptives ne lève pas entièrement le doute; pour ce faire, il faut examiner la teneur en TiO₂ de ces roches. P. LAPADU HARGUES (1958) a montré que les amphibolites dont la teneur en TiO₂ dépasse 0,8 % pouvaient être considérées comme des amphibolites d'origine ortho; bien entendu cette règle n'a qu'une valeur statistique. On constate que nos échantillons ont des teneurs en TiO₂ qui permettent de les considérer comme des anciennes roches éruptives basiques, à tendance sodique, métamorphisées dans l'épizone.

Un nouveau problème se pose alors : s'agit-il d'anciennes roches birrimiennes ou, au contraire, de roches appartenant au complexe volcano-sédimentaire de la série de la Falémé ?

Les deux hypothèses sont valables :

— L'étude tectonique des séries de la Falémé et des Bassaris nous apprend qu'à l'Ouest du synclinalorium à cœur de grès rouges semble apparaître une zone anticlinale marquée par de nombreux accidents cassants : le Birrimien peut donc avoir remonté dans cet axe anticlinal sous forme de horst ou d'écaillés. L'étude aéromagnétique apporte des arguments à cette hypothèse : en effet la zone d'anomalies magnétiques d'orientation NE qui correspond à la série de Mako semble se poursuivre sous la série de la Falémé et se fragmenter en masses orientées NNE à la hauteur de la moitié sud de la série des Bassaris. Tout se passe comme si cette bande homogène de roches basiques birrimiennes avait été reprise par la tectonique ayant affecté les séries des Bassaris et de la Falémé. Cette hypothèse apporte d'autre part une explication au fait que les schistes verts peuvent contenir des noyaux de roches spilittiques non transformées. Elle se heurte par contre au fait qu'il n'est pas normal que seules les roches vertes soient remontées et que, en particulier, aucun témoin de granite birrimien n'ait été observé.

— La seconde hypothèse s'appuie surtout sur le fait que le passage continu entre les deux séries a été observé en certains endroits et sur le fait déjà signalé que les schistes verts font face au complexe volcano-sédimentaire de la série de la Falémé. On peut remarquer également (voir chapitre sur le chimisme des roches effusives du Paléozoïque) que les compositions chimiques de schistes verts s'intègrent parfaitement dans la « lignée » chimique du complexe volcano-sédimentaire de la série de la Falémé. Notons toutefois que cet argument n'a qu'une valeur assez relative : les « lignées » chimiques des roches de cette série et de celle du Birrimien étant très voisines.

Nous concluerons en admettant que si les schistes verts des Bassaris représentent certainement *pro parte* le complexe volcano-sédimentaire de la série de la Falémé, légèrement métamorphisé, il est possible que certains de ces schistes représentent d'anciennes roches vertes birrimiennes remontées à la faveur de la tectonique ayant affecté la série des Bassaris.

4° Les quartzites

Ces roches forment des masses allongées concentrées dans la partie NW de la série; elles ont un aspect de grès étirés : au microscope (éch. 1409 L.M. 25888 provenant du point où la piste Niokolo-Banharé coupe l'Azogué; L : 12°46, 1 : 12°46) on peut observer que le quartz d'aspect très étiré possède l'extinction ondulante; ce minéral a recristallisé en partie

Analyses effectuées au laboratoire de chimie du B.R.G.M. à Dakar par B. MARTINET (1)

et forme un ciment reliant les grands grains étirés.

Il semble donc que les quartzites de la série des Bassaris représentent d'anciens grès ayant subi un fort dynamométamorphisme accompagné d'une recristallisation.

Dans ce paragraphe nous parlerons également d'une roche dont l'origine paraît assez mystérieuse : il s'agit d'un banc de quartzite d'orientation N.NE, concordant avec la direction générale de la série, observé 200 mètres à l'Ouest du village d'Etiolo. La puissance de ce banc est difficilement évaluable à cause de nombreux éboulis; on peut l'estimer à une cinquantaine de mètres. Ces quartzites, en raison de leur couleur blanche peuvent être confondus de loin avec les filons de quartz blanc fréquents dans cette zone.

Au microscope (éch. 996 L.M. 24487, L. : 12°50, l : 12°36) on s'aperçoit qu'il s'agit d'un grès quartzite : on reconnaît encore la forme des anciens grains qui ont une extinction roulante. Du quartz de recristallisation cimente les grains. La roche étant constituée presque uniquement par de la silice, il est évidemment difficile d'évaluer le métamorphisme qu'elle a subi. Il est certainement très faible, peut être même nul. La présence d'une roche presque intacte au milieu des schistes verts nettement métamorphiques, pose un problème sur lequel nous reviendrons au chapitre tectonique.

E — Etude structurale

Au cours de sa description nous avons pu constater que la série des Bassaris avait subi une tectonique particulièrement intense. Sur le terrain, la fréquence et l'intensité des témoins de cette tectonique (plan d'étirements, cataclase, failles, diaclases) donnent l'impression que la série des Bassaris est, en fait, une vaste zone de mylonites. Malgré son importance et son côté spectaculaire, nous ne pouvons donner ici une étude précise et cohérente de cette tectonique; nous avons pu en effet constater au cours des précédents paragraphes qu'il nous avait été impossible de mettre en évidence des niveaux repères, donc une stratigraphie dans cette série : cette lacune nous empêche de reconstituer la forme et l'ampleur des déformations ayant affecté la série. Mais n'avons malheureusement pas eu le loisir de procéder à une analyse structurale fine qui aurait pu amener des renseignements nouveaux; encore faut-il remarquer que les microstructures sont relativement rares.

Nous disposons, en fait, des observations suivantes :

— Mesures de pendages : un examen de la carte montre qu'ils sont orientés en grande partie vers le N W; mais que sur le bord occidental de la série, et en particulier à la hauteur de la route Youkounkoun-Kédougou, ils ont tendance à s'orienter vers le S E. Mis à part quelques exceptions, tous ces pendages sont forts et descendent rarement en dessous de 40°. On remarquera également que la direction de beaucoup de ces pendages est légèrement plus inclinée vers le N E que ne l'est celle de la série qui est orientée N.NE.

— Mis à part un système de diaclases subvertical et orienté N W 300 à 320°, les plans d'étirements, les failles, les diaclases sont concordants avec la direction générale des pendages : il semble donc que les pendages mesurés soient des pendages de schistosité et non de stratification. Cette hypothèse est vérifiée par le fait suivant :

A 1 kilomètre à l'W.N W. de Nangaré Peuhl, dans une petite ravine qui entaille une puissante masse de prasinites ayant une schistosité de direction N E et un pendage de 60 à 70° orienté vers le N.W, on peut remarquer une petite structure anticlinale dont les flancs sont parallèles à la schistosité générale. Cette structure d'une largeur de 3 mètres, se remarque grâce à un banc plus quartzeux qui souligne fermeture. Dans la charnière, la schistosité recoupe la stratification alors que sur les flancs elle lui est parallèle. Cette observation nous indique que la série des Bassaris est isoclinale et non monoclinale, que les pendages mesurés sont des pendages de schistosité (cette dernière étant sans doute le plus souvent concordante avec la stratification mais pouvant la recouper), que le plan de schistosité correspond au

plan axial des plissements.

Nous sommes amené à penser que le style tectonique de la série des Bassaris est analogue dans ses grandes lignes à celui observé sur la partie occidentale de la série de la Falémé : plis isoclinaux, failles concordantes, qui doivent accentuer le raccourcissement et provoquer un début d'écaillage.

Il semble pourtant que les plans d'étirement soient beaucoup plus nombreux : ils donnent un cachet caractéristique à toute la série et lui confèrent une partie de son aspect métamorphique.

La direction des pendages d'abord dirigés vers le N W, puis vers le S E est intéressante à noter : dans le premier cas nous avons concordance avec le sens du déversement de la série de la Falémé, dans le deuxième, avec la série de Youkounkoun (du moins pour la partie est de celle-ci). Ces deux séries peuvent être schématiquement considérées comme des synclinaloriums. La série des Bassaris qui les sépare représenterait donc un anticlinorium. Le changement du sens de déversement peut suggérer qu'au cœur de l'anticlinal se trouverait un môle du socle assez rigide pour n'avoir eu que des mouvements verticaux : dans le cas contraire, il n'y aurait eu qu'une direction de déversement.

Le fait signalé plus haut, que la direction des pendages est plus inclinée sur le N E que ne l'est la direction générale de la série, peut suggérer l'existence de plusieurs phases de plissements. Les grès non métamorphiques d'Etiolo pourraient n'avoir été déposés qu'après la première phase qui aurait développé le métamorphisme; ces grès représenteraient donc un synclinal pincé.

Tout ceci, soulignons-le, reste hypothétique. Rappelons cependant que lors de l'étude de la série de la Falémé nous avons remarqué que l'axe de plissement semblait prendre en écharpe la direction générale de la série : au Nord les grès rouges sont vigoureusement plissés, alors que vers le Sud cette même formation l'est beaucoup moins. La zone des forts plissements semble donc déportée vers l'Ouest; nous avons là un autre fait en faveur de plusieurs phases de plissements.

On peut penser que l'axe de la série des Bassaris a constitué très tôt un axe de faiblesse le long duquel jouait l'écorce terrestre. La mise en place des spilites en est une preuve; il est vraisemblable qu'après le dépôt des pélites l'axe des Bassaris s'est relevé sous forme de cordillère.

Nous avons signalé l'existence de diaclasses orientées N W. Certaines d'entre elles ont servi de voies d'arrivée à des dolérites que l'on peut assimiler aux dolérites post-primaires (voir photo 6, planche VII). Nous reviendrons dans un prochain chapitre sur l'origine de ces diaclasses.

F — Conclusion sur la série des Bassaris

La tectonique extrêmement complexe, le métamorphisme et l'absence de bancs repères n'ont pas permis de donner une stratigraphie cohérente de cette série.

On peut toutefois admettre que pour sa plus grande partie elle représente l'équivalent métamorphique des séries de la Falémé et de Mali. Cette hypothèse implique que les schistes verts, et les spilites qui leur sont associées, représentent le terme le plus ancien de la série; les schistes sériciteux (qui correspondent aux pélites) représentent le terme moyen, les quartzites observées au N W d'Ebarak peuvent être assimilés aux grès rouges de la série de la Falémé et représenteraient le terme supérieur de la série. Tout ceci reste hypothétique.

COUPE SIMPLIFIÉE DE LA GAMBIE A TRAVERS LA SÉRIE DE YOUKOUNKOUN

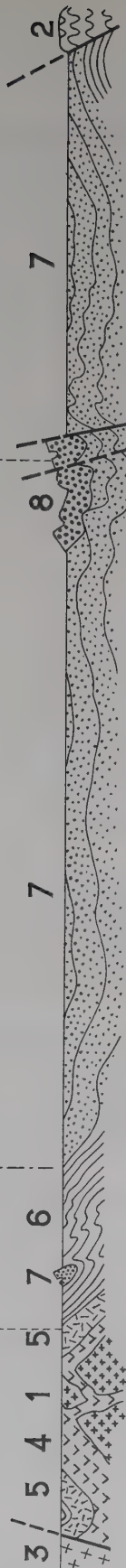
N.E.

S.O.-O.N.O.

E.S.E.

M'Pantié

Banharé



1 Granite

2 Série des Bassaris

3 Série de la Koulountou

4 Dellenites, rhyolites, etc...

5 Tufs, cinérites

6 Pélites, argillites

7 Grès feldspathiques (grès du Boundou)

8 Grès blancs

Echelle approximative: 1/200.000

VI — LA SÉRIE DE YOUKOUNKOUN

A — Introduction

Nous avons groupé sous le nom de série de Younkounkoun, les formations situées entre les séries épimétamorphiques des Bassaris et de la Koulountou et la bordure NE du synclinal bowé (Gothlando-Dévonien). Cette série a été plissée : dans son ensemble elle forme une vaste structure synclinale dont la bordure orientale est oblitérée par la faille qui sépare la série des Bassaris de la série de Younkounkoun. En raison de cette tectonique, elle a été classée dans les séries intermédiaires plissées, ou Falémien, par nos prédécesseurs. Toutefois, les grès blancs que l'on rencontre en masse isolées dans la partie nord ouest de la série avaient été attribués à l'Ordovicien.

Mis à part les plateaux formés par ces grès, la série correspond à une vaste plaine où les cuirasses latéritiques sont particulièrement développées.

B — Etude de coupes

Nous donnerons tout d'abord la description sommaire de deux coupes, ce qui nous permettra de dégager les caractéristiques de la série; nous compléterons ensuite ces coupes par la description et la localisation des principaux éléments de la série.

1° Coupe à la hauteur de la Gambie (voir fig. 30)

Cette coupe suit le fleuve Gambie, cependant, lorsque cela est nécessaire, nous donnerons des observations pouvant avoir été faites dans les environs de la vallée. Cette coupe qui va d'Est en Ouest débute à 5 kilomètres à l'E.S.E de Banharé (feuille Kédougou) dans une boucle en épingle à cheveux que fait la rivière.

- 1 Quartzites étirés appartenant à la série des Bassaris.
- 2 Grès rouges argileux très fins, pendage fort vers le S E puis vers le N W.
- 3 Grès rouges argileux fins ou moyens plissés; leur direction est en général N E mais elle peut se rapprocher du N W à l'Ouest du méridien 13°. Les pendages varient entre 30 et 90°; il semble que ces grès forment une série de synclinaux et d'anticlinaux.
- 4 A la hauteur du méridien 12°55, structure synclinale complexe de grès blancs; cette structure n'est pas visible sur la Gambie, une faille la stoppant un kilomètre au Nord de la rivière.
- 5 A partir du gué de Malapa, les grès rouges deviennent de moins en moins compacts; on remarque des passées très fines à tendance pélitique. Faciès fins et grossiers alternent rapidement.
- 6 Pélites et argiles rougeâtres dont les pendages varient de 20 à 50° et sont dirigés vers le S W.
- 7 A la hauteur du point L : 13°09, l : 12°54, on observe sur 1 kilomètre environ, intercalé dans les pélites, un banc de grès quartzites ayant un pendage de 50° vers le S W.
- 8 Pélites et argilites rougeâtres analogues à celles du niveau 6; ces roches contiennent assez fréquemment de petites passées plus grossières : grauwackes, grès, ou même microconglomérats.
- 9 A la hauteur du gué de M'Pantié (L : 13°09, l : 12°55) apparaissent des roches gris-verdâtre, compactes, analogues à celles observées sur la Gambie, à Worouli. Il s'agit encore de roches évoluant entre des cinérites et des silexites.

Le contact entre ces cinérites et les pélites du niveau 8 peut se voir à 2 kilomètres au N W de M'Pantié dans un petit marigot, sur la rive gauche de la Gambie : pélites et cinérites sont en concordance apparente; on remarque dans les cinérites, une petite passée de dellénite.

- 10 Roches à l'aspect de microgranite séparées des cinérites par une faille; le contact normal entre ces deux formations est observé sur un marigot de la rive droite dont l'embouchure située à 1 kilomètre en aval du gué de M'Pantié correspond au point coté 36. En remontant ce marigot à partir du point où il coupe la piste, on observe sur 300 mètres environ :
 - Des cinérites et silexites en bancs de 1 à 2 mètres, pendage de 10 à 20° vers le S W; ces roches sont interstratifiées avec de minces passées de phtanites et de pélites rougeâtres.
 - Précédée par deux petites passées microconglomératiques apparaît en concordance sous les cinérites une brèche volcanique dont les éléments sont constitués par un « microgranite » rougeâtre et des rhyolites. Certains éléments de la brèche sont arrondis et peuvent prendre l'aspect de galets.
 - Roche ayant l'aspect d'un microgranite rougeâtre (en réalité dellénite); le passage entre la brèche et la dellénite peut se faire progressivement les fragments de la brèche devenant peu à peu jointifs.
- 11 Nous reprenons la coupe de la Gambie; la dellénite du niveau 10 est elle-même séparée par une faille d'un granite calco-alcalin légèrement orienté et présentant souvent des traces de cataclase.
- 12 Roche à l'aspect de microgranite, alternant avec des dellénites; un kilomètre au Nord de la Gambie, nous avons pu observer l'intrusion de ce « microgranite » dans le granite du niveau 11.
- 13 Cinérites et tufs; ces roches sont séparées du niveau précédent par une brèche analogue à celle observée entre les cinérites et la dellénite du niveau 10. Il s'agit de la même formation.
- 14 Argile rougeâtre contenant deux passées à galets schisteux.
- 15 Après une faille, dellénite se transformant en porphyroïde : il s'agit d'une roche appartenant à la série de la Koulountou.

2° Coupe du Niokolo-Koba

Nous ne donnerons qu'une description extrêmement sommaire de cette coupe qui offre beaucoup d'analogies avec celle de la Gambie. Son principal intérêt est de montrer sur sa partie est, entre la faille de bordure des Bassaris et les grès rouges, une zone de pélites jaunes ou rougeâtres qui représentent le flanc oriental du synclinal de Youkounkoun.

Partant du campement de Niokolo-Koba et nous dirigeant vers l'aval, on observe successivement :

- 1 Des schistes verdâtres de la série des Bassaris.
- 2 Après la faille, des pélites jaunes ou rougeâtres très redressées et étirées.
- 3 Des grès rouges ou blancs contenant parfois des passées conglomératiques.
- 4 Des argilites rougeâtres ou verdâtres, et des pélites.
- 5 Des tufs acides et des cinérites; le contact entre cette formation et les pélites et argilites du niveau 4 se voit bien à la hauteur du marigot Kossi-Kossi; ces deux termes sont en parfaite concordance; on note une zone où ils sont imbriqués. Les tufs sont en amont-pendage des argilites, donc à leur base.
- 6 Après une faille s'observe, sur 5 kilomètres, un granite orienté assez hétérogène pouvant varié de la granodiorite à un granite leucocrate.
- 7 Après une autre faille, on passe à un complexe comportant des dellénites, des

andésites, des tufs. Ces roches par étirement passent progressivement à
8 la série de la Koulountou.

Ces deux coupes permettent de tirer diverses conclusions :

- La série de Youkounkoun a été plissée mais dans son ensemble elle correspond à un synclinorium.
- Le flanc est de cette grande structure est recoupé par une faille qui la sépare de la série des Bassaris; la plupart du temps les termes de base du flanc oriental sont absents, ce n'est que dans la région du campement de Niokolo-Koba qu'on peut les observer.
- Le cœur du synclinorium est formé de grès blancs.
- Vers sa base la série passe en concordance à un complexe volcanique acide qui peut contenir un « môle » de granite.

Un examen des feuilles au 1/200.000 Kédougou, Tambacounda, Youkounkoun, Dalafi, permet de se faire une idée de la répartition des différents éléments de la série.

— Les grès blancs forment des massifs allongés sur un axe N E; ils sont isolés au milieu des grès rouges.

— Ceux-ci constituent en superficie l'élément dominant de la série.

— Le complexe volcanique de base s'observe, non seulement sur la Gambie et le Niokolo-Koba, mais également, sur la rivière Tominé où il forme un massif arrondi entouré par les grès rouges. E MACHENS (1958) a pu y reconnaître des tufs, des rhyolites, et même de petits noyaux de granite orienté.

C — Description générale de la série

1° Le complexe volcanique de la Gambie et du Niokolo-Koba

Ce complexe est hétérogène; lorsque les affleurements sont suffisamment nombreux, on peut observer des alternances extrêmement rapides entre roches effusives et pyroclastiques. Une tectonique cassante très intense vient encore compliquer les choses : nous avons pu mettre en évidence un certain nombre de failles orientées N E, dont certaines se suivent sur plus de 25 kilomètres.

D'une façon générale il semble que les roches pyroclastiques soient les plus répandues sur la périphérie de ce complexe acide; souvent, elles forment une ceinture entre les faciés effusifs et le reste de la série de Youkounkoun. Rappelons que la concordance entre ces roches pyroclastiques et les roches sédimentaires a été observée en deux endroits, Certains panneaux de tufs pris à l'intérieur du complexe doivent leur position à un effet de la tectonique : le cas est particulièrement net pour le panneau de tufs de la mare d'Oudiourou (L : 13°09, l : 12°59) qui possède une structure synclinale dont nous avons pu observer la fermeture vers le Nord. Il semble donc que, en plus de nombreux niveaux tuffacés intercalés avec les faciés effusifs, le complexe possédait une couverture de roches pyroclastiques.

— *Le problème du granite* : lors de la description des coupes nous avons signalé la présence au milieu du complexe volcanique acide, d'un granite qu'à partir d'ici nous désignerons sous le nom de granite du Niokolo-Koba. Il forme une masse allongée N E d'une quarantaine de kilomètres de long sur 8 kilomètres de large. Vers le N W, il est limité par une faille pentée de 50° environ vers le N W. La pétrographie de ce massif est assez hétérogène; signalons dès maintenant qu'il s'agit d'un granite orienté assez irrégulièrement suivant la direction générale du massif. Les relations de ce granite avec le complexe volcanique sont difficiles à voir en raison des mauvais affleurements d'une part, et des nombreuses failles qui le limitent d'autre part. Nous avons tout de même pu observer un contact au N.NE du gué M'Pantié : d'après l'étude au microscope, le granite aurait été traversé par une dellénite du complexe acide. Il semble donc que l'on puisse éliminer l'hypothèse d'un complexe éruptif groupant les roches volcaniques et les granites et admettre, au contraire, que ce dernier

représente un témoin du socle remonté sous forme de môle à la faveur des plissements qui ont affecté la série de Youkounkoun.

2° Le complexe volcanique de la Tominé

E. MACHENS (1958) en étudiant les rhyolites de la rivière Tominé (République de Guinée) avait pu observer sur cette rivière entre les confluent de la Maraoui et du Doussoussou, c'est-à-dire du Nord vers le Sud :

- Grès rouges feldspathiques à pendage variable le plus souvent assez fort (50 à 80°).
- Conglomérat polygénique contenant des galets de rhyolites, granite et « jaspes ».
- « Jaspes falémiens » sur lesquels subsistent des lambeaux de conglomérat.
- Rhyolite.

De plus, dans les environs de Sarangaï, cet auteur a observé de petits massifs de granite orienté dans lequel les rhyolites semblent être intrusives : en fait l'étude du contact ne permet pas d'être affirmatif, par contre le gisement de la rhyolite (souvent en filons dans le granite) suggère que cette roche est la plus récente.

— D'après les lames minces faites postérieurement à cette étude, il semble que les « jaspes falémiens » soient des roches analogues aux cinérites et aux silicites du gué de M'Pantié (1). Nous aurions donc sur la Tominé un complexe effusif acide de même type que celui observé sur la Gambie et le Niokolo-Koba; le granite serait également un témoin du socle.

Nous remarquons avec E. de CHETELAT (1933) que ce système volcanique de la Tominé occupe la partie centrale d'une voûte anticlinale séparant les grès blancs du Badiar de ceux de Dombiagui, qui appartient au synclinal bowé.

3° Les pélites et les argilites

Ces roches surmontent en concordance le complexe volcanique de base. Il s'agit d'un ensemble de roches à granulométrie très fine mais d'aspect assez hétérogène : elles peuvent avoir des couleurs très variées : jaunâtres, vertes, beiges, rougeâtres. D'une façon générale les faciès les plus répandus sont les argilites ou les pélites argileuses rougeâtres ou beiges.

Aux abords du complexe volcanique, elles peuvent contenir des bancs de grauwackes, tufs et microconglomérats. Nous avons pu voir, dans la coupe de la Gambie, qu'elles contiennent des galets schisteux en aval de M'Pantié; on peut se demander s'il ne s'agit pas d'une argile à blocs équivalente à la tillite des séries de Mali et de la Falémé. Le fait que les galets soient relativement bien classés et qu'ils soient d'origine schisteuse ou pélitique rendent cette hypothèse peu probable : il s'agit vraisemblablement d'une passée à « galets mous ».

4° Les grès rouges

La coupe de la Gambie nous montre que vers leur partie supérieure les pélites et argilites passent aux grès rouges. Ce passage est progressif et s'effectue avec de nombreuses récurrences. Sur le Niokolo-Koba la coupure serait plus nette; entre les pélites et les grès rouges, on observe une passée de grès blancs contenant fréquemment des niveaux à galets diffus. Ce banc gréseux a un faciès analogue à celui observé au milieu des pélites en amont du gué de M'Pantié.

Les grès rouges constituent l'élément le plus important de la série de Youkounkoun. Leur couleur rouge ou brunâtre, leur aspect tendre, leur grain en général assez fin mais pouvant varier rapidement, leur donnent un aspect tout à fait caractéristique (2). Ils sont parcourus par de nombreuses diaclases; sur l'affleurement, lorsque la granulométrie est homogène, il est

(1) Le conglomérat polygénique qui surmonte ces cinérites serait donc le conglomérat de base des grès rouges : ainsi les pélites et argilites manqueraient totalement à cet endroit.

(2) En montant vers le Nord, il semble que les grès perdent leur couleur rouge et deviennent plus silicieux; nous retrouvons ici le même phénomène que nous avons signalé lors de l'étude des grès rouges de la série de la Falémé.

souvent difficile de distinguer le plan de stratification des plans de diaclases (voir photo 1, planche VIII). D'une façon générale il semble que les grès soient plus fins à la base qu'au sommet. Signalons enfin que dans les grès rouges on trouve assez rarement d'ailleurs quelques passées conglomératiques diffuses à galets de quartz.

Ces grès rouges font partie des « grès du Boundou » définis par mes prédécesseurs.

5° Les grès blancs

Lors de l'étude de la coupe de la Gambie, nous avons signalé aux environs de Banharé une structure synclinale formée par des grès blancs; ces mêmes grès forment d'autres synclinaux, ceux du Badiar et de Dalaba, qui, avec le précédent, forment un axe orienté NE 40°

Nous décrirons rapidement chacune de ces structures :

Les grès de Banharé

L'examen de la carte permet de constater que ces grès blancs forment une structure synclinale assez complexe; la partie occidentale, la moins tectonisée, constitue un synclinal qui, au Sud, semble couché vers l'Ouest, alors que vers le Nord, il semble simplement déjeté dans cette direction. Sur son flanc est, deux failles délimitent un compartiment où les pendages sont, soit dirigés vers l'Ouest, soit subverticaux. L'étude des photos aériennes permet de distinguer des structures fermées : on ne peut dire s'il s'agit de synclinaux ou d'anticlinaux. A son extrémité NE il semble que cette bande s'étale et on peut observer des pendages quelquefois inférieurs à 50° dirigés vers le NW.

Les grès blancs qui forment cette structure sont plus durs que les grès rouges qui les entourent aussi sont-ils légèrement en relief. Il semble également qu'ils servent de réservoir à une nappe souterraine : on note de nombreuses sources autour de la structure.

Les grès de Dalaba

Ces grès forment un plateau aux bords assez marqués sauf sur sa partie nord où ils s'ennoient doucement sous la latérite. La piste Sambaïlo-Simenti le traverse un peu au Sud du village de Dalaba; un examen de la carte permet de constater qu'ils forment une structure assez particulière : vers le Sud elle est limitée par une double faille. Ces deux accidents délimitent des masses gréseuses distinctes. On remarquera que, d'après les contours et l'orientation des pendages, ces deux masses semblent constituer la moitié nord d'un synclinal dont la partie sud aurait disparue. Ce fait suggère l'hypothèse suivante : au départ existait un synclinal de grès blancs : cette structure est affectée par une double faille qui remonte en gradins les fragments ainsi découpés. Le compartiment sud est le plus relevé, il est complètement enlevé par l'érosion; le compartiment central est fortement réduit, le compartiment nord est mieux conservé. Le décalage entre ce compartiment et celui qui le borde au Sud peut s'expliquer simplement par le jeu des failles verticales. On peut penser aussi que ces failles ont pu rejouer dans le sens horizontal : nous n'avons pu rassembler assez d'éléments pour trancher cette question. Quoiqu'il en soit, les observations faites au sujet des grès de Dalaba prouvent qu'une phase tectonique cassante importante a eu lieu dans cette région, où les rares affleurements de grès rouges ne la laissaient pas soupçonner.

Vers l'extrémité Nord Ouest des grès, nous avons pu approcher à une centaine de mètres le contact des grès blancs et rouges. Il semble qu'en se rapprochant des seconds, les premiers deviennent plus grossiers; on note l'apparition de passées conglomératiques contenant des galets de rhyolites et de quartz blanc.

Les grès du Badiar

Ils forment une structure synclinale correspondant à un plateau de 40 × 15 kilomètres, possédant une forme vaguement elliptique orientée Nord Est. Les pendages sont de l'ordre de 10 à 15° sur le flanc sud et varient de 5 à 30° sur le flanc nord. En général le sommet du plateau domine la plaine environnante d'une cinquantaine de mètres sauf au Sud Ouest où les grès s'ennoient doucement, et au Sud Est où un système de failles remonte le sommet du plateau jusqu'à la cote 500. A cet endroit la hauteur de commandement atteint 400 mètres.

Les grès, analogues à ceux de Dalaba et de Banharé, sont relativement homogènes : ils ont un aspect siliceux, le grain est moyen, la couleur est blanche. Ils se débitent en bancs de 20 à 50 centimètres et on y note souvent des stratifications entrecroisées. On peut observer également des grès quartzites roses, des grès à petites taches noires (oxyde de fer), et des grès à plaquettes très fins. Enfin, depuis Saréboïdo jusqu'à Marou, nous avons pu suivre au pied de la falaise un conglomérat dont la puissance très variable pouvait atteindre une dizaine de mètres. Les galets bien roulés sont constitués par du quartz blanc ou rougeâtre, des rhyolites et des roches vertes. Cette formation repose sur des grès analogues à ceux qui les surmontent. Il s'agit donc d'un conglomérat intraformationnel. A 12 kilomètres à l'Est de Saréboïdo (dans la zone relevée par les failles) il existe à mi-hauteur, juste au-dessus des éboulis, un conglomérat de trois mètres de puissance qui semble également interstratifié dans les grès. S'agit-il du même banc ? C'est probable mais non certain : la différence d'altitude pourrait correspondre au rejet des failles.

On peut rapprocher ces niveaux conglomératiques de ceux observés dans les grès de Dalaba près du contact avec les grès rouges. Autour du plateau de Banharé, ceux-ci n'ont pu être observés par suite de la présence d'une épaisse couche de sable provenant de la destruction des grès blancs. Dans la zone surélevée, des éboulis puissants cachent la base de ces derniers. Dans ces conditions l'assimilation des niveaux conglomératiques de Dalaba à ceux de Saréboïdo et Marou est hypothétique; on peut admettre que les grès rouges sont situés à proximité de ces derniers : ils se localiseraient donc juste au niveau de la plaine, sauf, dans la zone sud est où ils auraient été soulevés et où leur toit arriverait à peu près à l'altitude du sommet des éboulis.

L'examen de la carte Youkounkoun permet de constater qu'au Sud du plateau du Badiar se trouve un autre plateau de grès blancs, dont la bordure nord est à peu près symétrique par rapport à un axe est-ouest, de celle du Badiar : il s'agit des grès de Dombiagui; leurs pentes sont dirigées vers le Sud ou le Sud Ouest. Les grès de Dombiagui et de Badiar sont séparés par une zone anticlinale dont le cœur est occupé par les rhyolites de la Tominé : l'identité entre les grès de Badiar et de Dombiagui est établie par des arguments pétrographiques et tectoniques.

Nous n'étudierons pas ici les grès de Dombiagui qui appartiennent au synclinal bowé (P. LEGOUX, 1939). Nous retiendrons toutefois le fait qu'ils sont recouverts en concordance par des schistes à graptolithes du Gothlandien moyen : nous avons là une limite supérieure pour l'âge de nos séries, qui, rappelons-le, sont par ailleurs rigoureusement azoïques.

D — Etude pétrographique

Nous étudierons dans ce paragraphe la pétrographie des différents termes de la série de Youkounkoun et, le cas échéant, nous essaierons d'en définir le mode de formation.

Comme cela a été fait dans les chapitres précédents, nous commencerons par les termes de base.

1° Le granite du Niokolo-Koba

Bien que ce granite ne fasse pas vraiment partie de la série puisque nous avons vu qu'il appartenait probablement au socle, nous l'étudierons cependant ici, pour ne pas le séparer de son contexte de terrain.

Ce « granite » ne constitue pas, pétrographiquement, un massif homogène : il peut varier du granite akéritique à une diorite. La répartition de ces faciès est très irrégulière : il ne semble pas y avoir plusieurs venues mais passage continu d'une catégorie de granite à un autre. Les phénomènes d'endomorphisme doivent jouer un rôle important dans ces différenciations : on note en particulier que lorsque le granite a un aspect dioritique, il contient souvent des enclaves de roches verdâtres (anciennes andésites ou dolérites).

Le granite a subi d'importants efforts tectoniques : il apparaît très diaclasé; dans ces fractures et en particulier aux endroits où il a une tendance dioritique, on peut observer des filonnets d'épidote. La légère orientation N E qu'il possède ne semble pas être en liaison avec la cataclase.

Au microscope l'hétérogénéité du massif apparaît bien :
éch. 423 — L.M. 23618 (2 km aval du gué de M'Pantié).

Structure grenue légèrement cataclastique.

- Quartz xénomorphe en général.
- Plagioclases assez altérés (albite-oligoclase).
- Microcline, aspect insinuant, moule la plupart des autres minéraux.
- Biotite en voie de chloritisation (pennine).
- Muscovite très rare.
- Sphène.
- Calcite : ce minéral est éparé dans toute la lame mince, il peut se concentrer en petits filonnets avec de l'épidote.

Une analyse chimique faite sur cet échantillon (voir tableau II hors texte) montre qu'il s'agit d'un *granite akéritique*.

— L'échantillon 1353 (L : 13°01, l : 13°09) où a été taillée la L.M. 25978, est une roche de teinte assez sombre.

Au microscope on observe une structure grenue avec plagioclases très altérés, quartz groupé en petits nids, épidote, hornblende verte. Bien que les plagioclases n'aient pu être identifiés. Il semble s'agir d'une *diorite à amphibole*.

D'une façon générale les faciés akéritiques sont les plus répandus.

2° Le complexe volcanique de base

Ce système éruptif comprend comme nous l'avons déjà exposé, des roches pyroclastiques et des roches effusives.

— *Roches effusives*

La L.M. 23177, taillée dans l'échantillon 444 (L : 13°08, l : 13°03) montre au microscope :

Structure microgrenue porphyrique.

- Grands cristaux automorphes de plagioclases (oligoclase acide), et de quartz avec « golfes de corrosion » ; certains de ces cristaux peuvent être cassés.
- Biotite chloritisée.

Pâte très fine microcristalline, en voie de recristallisation; une ébauche de structure fluidale est encore visible. Un peu de séricite et d'épidote parsèment cette pâte.

L'analyse chimique de cet échantillon (voir tableau II hors texte) indique qu'il s'agit d'une rhyolite calco-alcaline; l'orthose n'étant pas exprimée, on peut appeler cette roche *dellénite calco-alcaline*. Sur le terrain elle a un aspect de rhyolite.

Certaines roches qui, sur le terrain, avaient l'aspect de microgranite rose, se sont révélées être également des roches effusives. L'échantillon 433 bis (2 km en aval de M'Pantié) montre au microscope :

Structure microlitique porphyrique avec traces de cataclase.

- Gros plagioclases automorphes (albite basse température, 2 V = +80°, indice faible), souvent groupés par deux ou trois individus.
- Quartz formant des masses ovoïdes polycristallines.
- Chlorobiotite altérée et déformée.
- Magnétite, zircon, apatite sphène.
- Ces minéraux sont entourés par une pâte microlitique à fluidalité très accusée, formant des remous autour des grands plagioclases.

L'analyse chimique (voir tableau II hors texte) attribue à cette roche une composition de

granite alcalin : il s'agit donc d'une *dellénite alcaline*.

C'est dans une roche du même genre, ressemblant fortement à un microgranite que j'ai pu observer au Nord Ouest de M'Pantié, un débit en colonnes pentagonales légèrement aplaties, représentant sans doute d'anciennes orgues.

Certaines de ces dellénites semblent réellement tendre vers la structure de microgranite : c'est ainsi que dans la L.M. 23619, la pâte reliant les gros cristaux automorphes est composée de petites plages d'albite, d'aspect assez trapu mêlées à du quartz. On remarque cependant quelques sphérolites de dévitrification qui indiquent qu'une partie au moins de la pâte était vitreuse au moment de la mise en place de la roche. Il semble néanmoins que cette roche soit plus proche d'un microgranite que la précédente.

Il existe aussi des andésites : La L.M. 25814, éch. 1349 (L : 13°04, l : 13°03) montre une structure microlitique porphyrique :

- Gros plagioclases très séricitisés, andésine (45 % An).
- Augite.
- Pâte microlitique à structure fluidale bien marquée; le ciment reliant les microlites semble formé d'oxydes de fer et de chlorite.
- Filonnets d'épidote et de chlorite.

Il s'agit d'une *andésite* : l'analyse chimique (voir tableau II hors texte) confirme cette diagnose mais souligne le caractère sodique de la roche.

La plupart des roches effusives de ce complexe sont analogues à celles que nous venons de décrire. Un trait caractéristique est l'absence totale d'orthose exprimée : parmi les nombreuses lames minces taillées dans des roches pourtant susceptibles d'en contenir, nous n'avons jamais trouvé une seule plage d'orthose ou de microline. Il semble évident que toutes ces roches ont une tendance sodique assez nette; la plupart d'entre elles ont, néanmoins, une teneur en K₂O notable. Sous quelle forme cet élément s'est-il exprimé ? Il semble qu'au moins en partie, il ait contribué à former la biotite et la séricite, souvent fréquentes. Enfin on peut toujours supposer que les parties les plus finement cristallines contiennent du feldspath potassique que nous n'avons pu identifier.

— *Roches pyroclastiques*

A côté des faciès effusifs que nous venons d'étudier, le complexe volcanique renferme de nombreuses roches pyroclastiques :

— *Des tufs* : sur le terrain ces roches grisâtres ou verdâtres se confondent très facilement avec les roches effusives du type rhyolite. Il faut une observation minutieuse pour déceler leur structure hétérogène. Au microscope la reconnaissance est plus facile :

L.M. 23781, éch. 452; L : 13°04, l : 13°02; marigot Niokolo-Koba.

Structure pyroclastique hétérogène.

- Fragments de rhyolites ou dellénites en voie de dévitrification.
- Gros cristaux à cassure conchoïdale : plagioclases, quartz, orthose.
- Pâte très fine composée de quartz, de feldspaths, de petits granules d'épidote contenant de minces traînées de séricite.

Il s'agit d'un *tuf acide*.

Deux remarques peuvent être faites au sujet de ces tufs :

— Ils contiennent de l'orthose : l'absence de ce minéral dans les anciennes roches effusives du complexe semble donc liée à leur mise en place plutôt qu'à la composition chimique du magma.

— Les lames minces taillées dans ces tufs n'ont jamais révélé, contrairement à ce que nous pensions, de structure d'ignimbrite.

— *Des brèches ou agglomérats* : Parmi ces formations, la brèche que l'on retrouve de façon constante dans la zone sud ouest, entre les cinérites et les dellénites possède une individualité particulière : les fragments de rhyolite ou de dellénite qu'elle contient peuvent avoir

des formes arrondies donnant à cette formation une allure conglomératique.

Au microscope (L.M. 23166; éch. 419; L : 13°04, l : 12°57) la structure pyroclastique paraît nette :

Une pâte formée de fragments esquilleux de quartz et de plagioclases entoure des galets ou des fragments non arrondis de dellénite, andésite, et microgranite. Un petit filonnet de quartz et d'albite en association diablastique traverse la roche.

Il est possible d'imaginer que malgré son caractère pyroclastique très net (et que vient confirmer la présence du filonnet albite-quartz), une partie du matériel de la roche ait subi un certain remaniement marqué par la présence des galets.

D'autres agglomérats ont été observés interstratifiés avec des dellénites et des andésites; ils diffèrent de la brèche que nous venons de décrire par leur couleur verte et leur caractère bréchique très accusé : un examen hâtif pourrait les faire confondre avec les métaandésites de la série de Mako.

Au microscope (L.M. 23184; éch. 461; L : 13°02, l : 13°06) on peut observer :

- Fragments d'andésite à hornblende verte.
- Pâte comprenant : quartz, plagioclases, amphiboles, en petits fragments esquilleux.
- On note un peu de chlorite et de séricite de néoformation.

La couleur verdâtre de ces roches semble due à la présence d'amphiboles.

— *Des cinérites* : Ces roches peuvent être soit schisteuses, soit au contraire très homogènes; dans ce cas elles ressemblent beaucoup à des rhyolites. Au microscope le grain extrêmement fin ne permet pas de bonnes observations : on arrive cependant à distinguer des fragments esquilleux de quartz et de plagioclases pris dans une pâte très fine en voie de recristallisation.

Certaines de ces roches montrent des particularités intéressantes : l'échantillon 420 (L : 13°08, l : 12°56) renferme de petites boules allongées remplies de glauconie; l'échantillon 1669 pris sur le Niokolo-Koba montre des textures de micro-slumping.

Rappelons très brièvement les principales caractéristiques du complexe volcanique acide dont nous venons d'étudier la pétrographie :

- Volcanisme de tendance acide : le terme dominant paraît être la dellénite, le pôle basique étant constitué par l'andésite. Nous étudierons ultérieurement le caractère chimique de ce complexe.
- Les termes pyroclastiques sont bien représentés; ceci paraît normal puisque le volcanisme acide possède un indice d'explosivité élevé.
- L'association roches effusives — roches pyroclastiques est constante; il semble cependant que ces dernières soient prédominantes sur la périphérie du complexe où elles passent en continuité aux pélites et argilites qui les surmontent.
- La continuité de leur dépôt avec les sédiments marins qui les recouvrent, la présence de figures de slumpings, l'absence d'ignimbrite, semblent indiquer que ce complexe volcanique acide était sous-marin.

3° Les pélites et argilites

Comme nous avons pu le constater lors de la description générale, ces roches sont assez hétérogènes; la grande finesse de leur grain constitue leur caractéristique essentielle. Nous donnerons la description de deux de ces roches, une argilite et une pélite, puis nous étudierons brièvement les roches qu'elles peuvent contenir en bancs interstratifiés.

L'échantillon 430 (L : 13°11, l : 12°54) où est taillée la L.M. 23171 est une roche rougeâtre, lie de vin, talqueuse, au grain invisible à l'œil nu. Elle se débite en plaquettes de 1 à 3 cm d'épaisseur, mais ne paraît que peu schisteuse.

Au microscope elle apparaît constituée pour sa plus grande partie, d'une pâte crip-tocristalline rougeâtre, semblant être formée de minéraux argileux et d'oxydes de

fer. Dans cette pâte on distingue quelques petits grains de quartz et baguettes de feldspath très altéré, des lamelles blanches à extinction droite, allongement positif, biréfringence de 0,09 d'un minéral phylliteux de néoformation.

Il s'agit d'une argilite; un diagramme aux rayons X effectué sur cette roche a montré qu'elle contenait principalement des minéraux du groupe illite-séricite, et, en moindre quantité, de la chlorite. L'illite est un minéral abondant dans les sédiments marins et lacustres; ce minéral peut être d'origine allogène : il provient alors de la destruction de roches cristallines altérées et érodées rapidement, sous un climat froid, avec dépôt dans un milieu non acide. Il peut également être de néoformation, en particulier dans un milieu où Si et K sont abondants. De toutes façons il ne faut pas trop opposer ces deux modes de formation; G. MILLOT (146) a montré que d'une manière générale la sédimentation argileuse est authigène par remaniement d'un matériel en grande partie allogène.

La lame mince 25807 (éch. 1372; L : 12°56, l : 13°05; embouchure du Kossi-Kossi) a été taillée dans une pélite interstratifiée avec les derniers bancs de tufs du complexe volcanique de base.

Au microscope on remarque l'abondance de microbancs plus grossiers renfermant surtout du quartz et des oxydes de fer. Une recrystallisation orientée de séricite se produit provoquant l'apparition d'une schistosité qui recoupe la stratification.

Il s'agit d'une *pélite avec début de recrystallisation*. Cette recrystallisation permet de se rendre compte que la roche était placée à la limite du seuil du métamorphisme.

Pélites et argilites contiennent fréquemment des bancs plus grossiers; aux environs de M'Pantié les argilites rouges contiennent des grauwackes, des microconglomérats dont les éléments proviennent du complexe volcanique de base. Il semble donc que si celui-ci a été ennoyé très tôt sous les pélites, il n'en n'a pas moins subi des remaniements semble-t-il peu importants.

En montant vers la partie supérieure des pélites et argilites, on observe des bancs gréseux très fins de couleur rougeâtre. Sur le Niokolo-Koba, certains de ces bancs montrent des *ripple marks*; au microscope ces grès montrent des caractères spéciaux : grains souvent esquilleux, abondance de plagioclases, important ciment pélitique, qui les rapproche des grauwackes. Le grain moyen est de l'ordre de 50 μ . La chlorite de néoformation y est souvent abondante.

Quelques kilomètres à l'Est de M'Pantié, au milieu d'un ensemble argilites-grès rouges très fins, on peut observer, le long de la Gambie une épaisse passée de grès blancs. Au microscope (éch. 429; L.M. 23170; L : 13°11, l : 12°54) il est possible d'observer :

Structure engrenée en voie de recrystallisation; à l'origine les grains dont les contours peuvent encore se voir, semblaient relativement arrondis : la taille moyenne après nourrissage est de l'ordre de 100 μ ; la plupart des grains sont en quartz, quelques uns seulement représentent des microgalets de pélites ou de phtanites. On note de nombreuses plages de chlorite de néoformation.

Ces grès s'observent avec un pendage de 50° sur près d'un kilomètre le long de la piste qui suit la rive droite de la Gambie; à leur mur ils passent progressivement aux pélites; le contact à leur toit n'a pas été vu. Les affleurements discontinus ne permettent pas de savoir s'il s'agit d'une passée gréseuse monoclinale ou, au contraire, d'une structure isoclinale correspondant à un synclinal gréseux pincé dans les pélites.

4° Les grès rouges

Assez hétérogènes dans le détail, cette formation possède dans son ensemble une grande unité. La granulométrie peut varier rapidement du grain fin au grain moyen (voir photo 2, planche VIII).

Au microscope ces grès présentent des caractères assez particuliers.

—Lame mince 26940; éch. 1671; L : 12°58, l : 12°50.

Structure détritique.

— Grains de quartz (50 % environ), plagioclases, microcline (rare), roches phthanitiques très fines.

Ces grains sont mal classés et peu arrondis.

D	M	my	m	S	M	my	m	A	M	my	m
	500 μ	200 μ	50 μ		0,7	0,5	0,3		0,5	0,1	0,1

— Ces grains sont cimentés par des minéraux argileux et des micas détritiques. On remarque que des oxydes de fer forment une mince pellicule autour des grains : lorsqu'il y a recristallisation de quartz la pellicule est englobée par ce minéral de néoformation (voir photo 3, planche VIII).

Il s'agit d'un *grès feldspathique* possédant certains caractères de grauweekes.

— lame mince 21603 (éch. 5; L : 13°20, l : 12°39) : montre des caractères de grauweeke encore plus marqués

— Le ciment pélitique est plus abondant; on note de petits fragments de rhyolite et andésite.

Granulométrie et morphoscopie sont comparables à la lame mince précédente :

D	M	my	m	S	M	my	m	A	M	my	m
	200 μ	150 μ	50 μ		0,7	0,5	0,3		0,9	0,3	0,1

Ces grains sont également souvent entourés par une pellicule d'oxyde de fer; on note une recristallisation assez poussée affectant même les plagioclases et le microcline

Il s'agit d'un *grès feldspathique fin* tendant vers la grauweeke.

La couleur rouge de ces grès, qui semble due aux pellicules d'oxyde de fer entourant les grains, apparaît comme une caractéristique d'un dépôt en milieu oxydant. Le fait que la granulométrie soit irrégulière, que les grains soient peu arrondis, indique que le matériel de ces grès, provenant de la destruction de roches diverses (dont des granites comme le prouve la présence du microcline), était sédimenté rapidement sans avoir le temps d'être classé et usé par un long transport.

Un article récent de G. MILLOT, J. PERRIAUX et J. LUCAS (1961) fait le point sur les conditions de formation des grès rouges : les auteurs concluent que ces grès correspondent à des épandages détritiques sur de grandes surfaces et de grandes épaisseurs aux époques de démolition des chaînes de montagnes; cette démolition se serait effectuée sous les conditions climatiques spéciales situées à égale distance entre un climat désertique et un climat latérique de forêt : il nécessiterait une alternance de saisons sèches et humides comme on les observe dans le climat soudanien actuel. Les auteurs insistent sur le fait que le pigment rouge d'oxyde de fer s'est déposé en même temps que le grain et qu'il ne s'agit pas d'un phénomène diagénétique venant affecter des sédiments déposés depuis un certain temps.

Nous avons observé effectivement dans nos grès rouges que l'oxyde de fer constituait une pellicule autour de chaque banc : elle devait donc exister au moment du dépôt. Par contre, il nous semble peu probable que les grès rouges du Sénégal oriental soient des formations continentales : l'absence de stratifications entrecroisées, la présence de ripple-marks (qui ne peuvent être d'origine éolienne en raison de la nature du matériel gréseux) semblent indiquer que les grès se déposaient dans un milieu marin *peu profond*.

Les relations de ces grès avec les pélites qu'ils surmontent peuvent donner des indications : nous savons que, dans le cas le plus fréquent, les deux formations sont concordantes et évoluent progressivement de l'une à l'autre; il arrive par contre, que la base des grès rouges contienne des grès quartziteux blancs ou même des passées conglomératiques. Sur la Tominé les grès rouges semblent recouvrir directement le système volcanique rhyolitique : on peut penser que, au moment du dépôt des pélites, ce système volcanique correspondait à une terre émergée recouverte ensuite, au moment du dépôt des grès rouges qui seraient donc

transgressifs. Nous arrivons donc au fait apparemment paradoxal, que les grès rouges, qui semblent être un faciès de régression par rapport aux pélites, marquent au contraire une transgression. Une note récente de P. PRUVOST, E. ROCH, et T. SATO (1961) laisse penser que ce processus s'est répété assez souvent dans le temps et dans l'espace; ces auteurs font remarquer que la transgression amène souvent la mer à prendre des faciès beaucoup moins profonds, voire lagunaires mais très étendus. Il semble bien qu'il en soit ainsi pour nos grès rouges.

5° Les grès blancs

Ces grès se distinguent très facilement de ceux que nous venons de décrire au paragraphe précédent, d'abord par leur couleur, ensuite par leur aspect siliceux et leur dureté. On remarque, dans les zones tectonisées, que ces grès prennent une allure de quartzites quelquefois étirés (SW de Dalaba). Ces grès comportent fréquemment des stratifications entrecroisées mais pas de ripple-marks.

Au microscope la structure de ces grès blancs est également très différente de celle des grès rouges.

— L.M. 21602; éch. 4; L : 13°17, l : 12°44; S W de Dalaba.

Mis à part quelques grains de silixite et un peu de microcline, tous les autres grains sont du quartz (extinction ondulante). Ce minéral constitue plus de 95 % de la roche; tous les grains sont jointifs, le nourrissage semble important et rend difficile l'évaluation de la grosseur et des indices de sphéricité et d'arrondi des grains.

Le grain moyen, après nourrissage, se situe autour de 400 μ , les dimensions extrêmes étant de 2000 μ et de 50 μ .

Il s'agit de *grès quartzites fins*.

— L.M. 26928; éch. 1649; L : 12°51, l : 12° 52; bordure est du synclinal de Banharé.

On observe une structure analogue, avec recristallisation, donnant un aspect de mosaïque. Les grains avant le nourrissage, semblaient assez arrondis. Le grain moyen est de 500 μ avec des dimensions extrêmes de 2000 μ et 100 μ . (Voir photo 4, planche VIII).

Il s'agit d'un *grès quartzite moyen*.

— L.M. 23812; éch. 425; L : 12°56, l : 12°55; bordure sud ouest du synclinal de Banharé.

Ce grès a une position particulière par rapport aux deux autres échantillons prélevés sur des crêtes : il provient d'une zone où le synclinal de Banharé s'ennoie progressivement sous une cuirasse latéritique; beaucoup plus que les deux autres, il a été soumis à l'action de la nappe phréatique. Sur le terrain on observe autour des diaclases, une zone enrichie en oxydes de fer, pouvant dépasser une vingtaine de centimètres.

Au microscope nous pouvons constater que les grains de quartz de ce grès sont assez fortement corrodés, soit par de l'opale plus ou moins recristallisée et de la calcédoine, soit par des oxydes de fer. La zone à calcédoine et celle à hydroxydes de fer sont nettement séparées. La corrosion ne permet pas d'évaluer les caractères morphoscopiques des grains; leur taille varie de 400 μ à 50 μ ; le grain moyen se situant autour de 200 μ .

Il s'agit d'un *grès fin à ciment soit siliceux soit ferrugineux*.

D'une façon générale les trois lames minces que nous venons de décrire nous indiquent que les grès blancs semblent plus grossiers que les grès rouges, et que leur matériel paraît plus évolué : pas de plagioclase, pas de ciment pélitique, grains mieux roulés.

Il semble également que les grès blancs soient plus poreux que les grès rouges : autour des premiers on observe souvent des sources; ceci nous amène au problème de la silicification que ces grès ont subie. D'après l'étude au microscope ce phénomène semble avoir pris deux formes :

— Les grès prélevés dans une position où ils étaient soustraits à l'influence de la nappe phréatique semblent avoir des grains nourris régulièrement : il possèdent une structure en mosaïque.

— Les grès touchés par la nappe ont subi des silicifications corrosives avec venues d'opale et de calcédoine, pouvant être accompagnées par des apports ferrugineux.

G. MILLOT (1960), a étudié le problème des silicifications : nos observations semblent correspondre aux exemples et aux règles générales qu'il donne dans son article; les grès quartzites seraient fréquents à la surface des plateaux, alors que les grès à ciment d'opale ou à oxydes de fer seraient observés au pied des plateaux ou dans les dépressions. Cet auteur en tire les conclusions suivantes :

— La quartzification est due à une croissance régulière des macro-cristaux baignant dans des solutions d'eau douce.

— La calcédonisation, l'opalisation ont lieu dans des zones où la concentration des solutions en éléments divers est forte : ces solutions sont capables d'alimenter des néoformations siliceuses si des germes de cristallisation existent. Comme ces germes sont très nombreux, la cristallisation se fera en désordre et rapidement, aboutissant ainsi à des formes telles que la calcédoine ou l'opale.

E — Etude structurale de la série de Youkounkoun

Un examen de la carte permet de voir que schématiquement la série possède une structure synclinale fermée vers le Nord et ouverte vers le Sud. Cette structure est oblitérée sur son flanc est par la grande faille qui sépare séries des Bassaris et de Youkounkoun. Une étude plus détaillée montre que les choses sont complexes :

— L'alignement des grès blancs du Badiar, de Dalaba, et de Banharé marque un axe synclinal qui a été retrouvé par la géophysique (aéromagnétisme); l'épaisseur des terrains non métamorphiques dépasse 3000 mètres le long de cet axe. Il est orienté NE 40° et il semble que les plissements aient été beaucoup plus intenses à son extrémité NE où les pendages peuvent être subverticaux, qu'au SW où les pendages du plateau du Badiar ne dépassent pas 30°.

— Les grès de Dombiagui et les terrains primaires du synclinal bowé qui les surmontent, marquent un autre axe synclinal qui semble se raccorder au premier en Guinée portugaise. Cet axe est orienté NW pour sa plus grande partie.

— Entre ces deux axes on peut observer une zone anticlinale marquée comme nous l'avons déjà dit, par le complexe rhyolitique de la Tominé.

L'existence de ces deux axes est assez troublante : il faut en effet admettre qu'il a eu deux axes de poussée, l'un dirigé NW-SE, l'autre NE-SW; nous aurons l'occasion de revenir sur ce problème.

Nous remarquerons que jusqu'à présent nos considérations sur la tectonique de la série de Youkounkoun se sont appuyées sur les plissements qui ont affecté les grès blancs; faut-il penser que le reste de la série n'a également subi que ces plissements ? Y a-t-il eu une tectonique antérieure ?

La réponse à cette question est assez délicate : nous verrons au chapitre « tectonique générale » que, en Guinée et en Sierra Leone, la preuve a été faite d'une discordance entre les grès blancs et les termes inférieurs. Dans la zone étudiée nous n'avons pu observer le contact direct grès rouges - grès blancs, il n'a donc pas été possible de mettre en évidence de façon directe, cette discordance. Par contre, nous avons souvent noté la différence de style tectonique entre ces deux catégories de grès. Alors que les grès blancs, (mis à part le synclinal de Banharé), forment des structures d'une grande ampleur s'apparentant au style saxon, les grès rouges sont plissés beaucoup plus finement; au gué de Malapa par exemple,

(voir photo 2, planche VIII) on peut observer des structures de quelques dizaines de mètres d'amplitude, dont l'axe plonge vers le S W. Il semble également que les pendages soient plus forts dans les grès rouges : au S W de Dalaba, j'ai pu observer à quelques centaines de mètres de grès blancs à pendage de 20°, des grès rouges subverticaux. Ces observations ne sont pas suffisantes pour démontrer à elles seules l'existence de deux tectoniques : on peut les attribuer en effet à une dysharmonie de plissement; cependant, étant donné que la discordance a été observée avec certitude plus au Sud, on peut admettre qu'elles confirment l'existence de deux tectoniques.

L'étude de la série de Youkounkoun permet de faire avancer le problème de la grande faille qui sépare de la série des Bassaris : notons tout d'abord que les grès rouges semblent affectés par des pendages toujours forts lorsqu'on s'approche de cet accident. Bien que cela ne soit pas toujours vérifié, il semble que leur pendage sont le plus souvent dirigés vers l'E SE aux alentours de la faille; dans la série des Bassaris, il en est souvent de même. Si nous admettons que, comme plus à l'Est, les plans de faille sont parallèles aux pendages observés dans la série, il faudrait donc admettre que le pendage de la faille est dirigé vers l'E SE. Les mylonites observées sur l'Azogué, sont pentées effectivement dans cette direction. Il s'agit donc d'une faille inverse, donc de compression.

Il semble aussi que cet accident ait eu un certain rôle de « réajustement » entre le groupe « Falémé-Bassaris » et la série de Youkounkoun. Nous savons que la série de la Falémé (et sans doute celle des Bassaris qui lui est liée) voit l'axe de ses plis se relever vers le Sud; au contraire, dans la série de Youkounkoun l'axe des plis plonge vers le S W. Il y a donc une distorsion que la faille a absorbée. Cette explication rend parfaitement compte du fait que vers le Nord, là où le synclinorium de Youkounkoun se ferme, la faille s'amortit.

Nous n'aborderons pas, pour le moment, l'étude de la tectonique dans la zone de passage entre les séries de Youkounkoun et de la Koulountou. Ce problème sera traité au prochain chapitre.

F — Définition stratigraphique de la série de Youkounkoun

Là où elle est la plus complète, la série de Youkounkoun comprend de bas en haut :

- Un complexe volcanique à tendance acide au minimum 1000 m
- Pélites et argilites avec bancs de grauweekes et de grès environ 1000 m
- Grès rouges feldspathiques environ 2000 m
- Grès blancs 300 à 500 mètres

G — Conclusion sur la série de Youkounkoun

Il semble qu'à la suite de profonde cassures dans le socle il y ait eu mise en place d'appareils volcaniques de type acide. Cette mise en place s'est sans doute effectuée, au moins en partie, dans la mer. A l'arrêt des éruptions, la sédimentation normale continue; des sédiments fins se déposent dans un milieu sans doute assez profond. Le massif rhyolitique de la Tominé reste émergé soit parcequ'il était déjà situé sur un bombement anticlinal, soit parce que l'accumulation des produits volcaniques avait permis la formation d'une île (1).

Une action orogénique importante marque la fin de la sédimentation fine : il y a sans doute apparition de cordillères et étalement de la mer; les grès rouges qui résultent de la

(1) On peut expliquer également la transgression directe des grès rouges sur le complexe rhyolitique de la Tominé, par le fait que cette zone aurait pu émerger sous forme de cordillère à la fin du dépôt des pélites. Après une période d'érosion qui aurait enlevé complètement ces roches et mis à jour les rhyolites, il y aurait eu dépôt des grès rouges; cette hypothèse paraît assez peu probable.

destruction des cordillères, vont se déposer dans des eaux peu profondes. Il semble que ces mouvements aient été assez forts pour que le socle granitique soit mis à nu (présence de microcline dans les grès rouges).

Après l'arrêt de la sédimentation, il y a orogénie avec de forts plissements. Une nouvelle transgression se produit marquée par le dépôt des grès blancs et du reste de la série qui débute par des schistes à graphitolites et qui, en Guinée, ira jusqu'au Dévonien. Une nouvelle orogénie plissera cette série.

VII — LA SERIE DE LA KOULOUNTOU

A — Introduction

Cette série borde vers le Nord celle de Youkounkoun : elle forme une bande d'une vingtaine de kilomètres de large, concave vers le N W, et disparaît dans cette direction sous les terrains du bassin sédimentaire secondaire-tertiaire. Son extrémité S W s'étend au-delà de la zone cartographiée, en Guinée portugaise. Vers le N E elle rejoint la série des Bassaris pour former la série de Bakel.

Elle est formée par des roches très légèrement métamorphiques, comprenant des schistes sériciteux, des porphyroïdes, dérivant de roches volcaniques acides, soit effusives soit pyroclastiques, enfin, des panneaux de granite plus ou moins étirés. Ces différentes roches forment des bandes allongées sur la direction générale de la série.

Voisine du bassin sédimentaire où la cuirasse latérique est très continue, la zone où se place cette série est également très latéritisée : les affleurements sont extrêmement rares en dehors de la vallée des principaux cours d'eau. A l'Ouest de la Koulountou, en particulier, seuls les quartz blancs très abondants sur la latérite ont permis d'évaluer l'extension de la série dont aucun affleurement correct n'a été observé.

A cause de leur caractère légèrement métamorphique, les terrains classés dans la série de la Koulountou avaient été attribués au Birrimien par nos prédécesseurs.

B — Etude des coupes

Nous décrirons deux coupes qui nous permettront de connaître l'allure générale de la série et d'avoir une première idée sur ses rapports avec celle de Youkounkoun.

1° Coupe de la Koulountou

Cette coupe débute à l'embouchure du marigot Kaporabina (N NE de Sambailo) elle suit la rivière vers l'aval, c'est-à-dire en gros vers le Nord.

1. Pélites jaunes verdâtres subverticales appartenant à la série de Youkounkoun.
2. A l'embouchure du Iassa, pélites gris-beige de direction N NW avec un pendage de 40 à 70° vers le Sud Ouest. Ces pélites sont très diaclasées avec deux systèmes de diaclase orientés respectivement N-NE 20° et NE 60°.
3. Ensuite, sur 3 kilomètres, des affleurements sporadiques permettent d'observer le passage entre des pélites du niveau 2 et des schistes sériciteux dont la direction de schistosité est N E.
4. Ces schistes, avec des pendages variant de 40 à 80° et dirigés vers le N W, s'observent jusqu'à la hauteur du parallèle 12° 48'.
5. La Koulountou traverse ensuite une zone où affleurent des porphyroïdes; l'étude microscopique a permis d'y distinguer d'anciens tufs et d'anciennes roches

effusives acides.

6. 4 kilomètres avant de disparaître sous les terrains sédimentaires, la série est de nouveau formée par des schistes à séricite et muscovite.

Toute la zone métamorphique (et particulièrement les porphyroïdes) est injectée par des filons de quartz pouvant dépasser 5 mètres de puissance et concordants avec la schistosité.

2° Coupe du Niokolo-Koba et de la Gambie

Cette coupe constitue le prolongement vers l'aval de la coupe du Niokolo-Koba exposée dans le chapitre sur la série de Youkounkoun : elle débute au môle de granite birrimien placé au milieu du complexe acide de base de cette série.

1. Granite orienté, bordé vers le NW par une faille pentée de 50° environ vers le N W.
2. Complexe volcanique acide de Youkounkoun : déllénites, rhyolites, andésites, tufs et agglomérats.
3. Porphyroïdes de la série de la Koulountou; le passage avec le niveau 2 s'effectue dans la zone comprise entre les méridiens 13° 05 et 13° 09.
Le passage est progressif : il semble s'effectuer par augmentation de l'étirement des roches, ce qui provoque l'apparition d'une schistosité. Des filons de quartz apparaissent aux approches de la zone métamorphique et se multiplient à l'intérieur de celle-ci; certains d'entre eux contiennent de belles écailles d'hématite spéculaire.
4. Le Niokolo-Koba traverse ensuite jusqu'à son embouchure, des schistes sériciteux dérivant probablement de pélites ou cinérites. La coupe se poursuit en suivant la Gambie.
5. En amont de Simenti apparaît une roche gris-rosâtre d'aspect étiré. Cette roche donne de bons affleurements au gué de Damantan. Il s'agit d'un orthogneiss représentant un granite très étiré.
6. Terrains sédimentaires tertiaires.

Ces deux coupes nous donnent les grands traits de la série de la Koulountou : c'est par développement d'un léger métamorphisme qu'elle semble dériver de la série de Youkounkoun; on retrouve certains éléments de celle-ci plus ou moins transformés.

Signalons pour compléter ces deux coupes qu'une autre masse granitique est connue dans la série de la Koulountou au S E de Mansadalla.

C — Etude pétrographique

1° Les granites étirés

Deux massifs ont donc été observés :

— Le premier sur la Gambie, entre Simenti et les terrains tertiaires, il n'a jamais été observé en dehors du fleuve, son extension n'a pu être suivie que par les pierres volantes. Les meilleurs affleurements se trouvent au gué de Damantan où la roche a l'aspect d'un orthogneiss leucocrate rose ou verdâtre. L'étirement est net de direction N E 40°.

La L.M. 23583 taillée dans l'échantillon 439 *bis* provenant de cet endroit (L : 13° 49 1 : 13°02) montre une structure grenue en mortier :

- Quartz abondant soit en petites plages isogranulaires à extinction franche, soit en grosses masses à extinction ondulante. Il semble que les premières plages soient du quartz d'apport ou tout au moins du quartz remobilisé.
- Microcline d'aspect insinuant, moule les autres minéraux, il semble avoir recristallisé. (2 V = + 78)
- Plagioclases (oligoclase 15 % 2 V = + 88) moins abondants que le microcline,

- ce minéral est relativement frais, peut être a-t-il lui aussi recristallisé.
- Longues trainées d'aspect étiré où l'on distingue épidote, biotite décolorée, muscovite et séricite, oxydes de fer.
- Il s'agit d'un granite étiré en voie de recristallisation.

— Le deuxième granite est celui qui se trouve à 5 kilomètres au S E de Mansadalla (L : 13° 01, l : 13° 07); il est possible de l'observer également à une centaine de mètres au Nord de la route Tambacounda-Kédougou à 8 kilomètres à l'Est de Diénoundialla. Ce granite affleure peu : les rares affleurements et les pierres volantes permettent de lui attribuer une forme allongée N E d'une vingtaine de kilomètres de long sur 4 à 5 de large. La principale caractéristique de ce granite est sa couleur verdâtre due à l'intense saussuritisation de ses plagioclases. Une orientation NE (40-60°) peut être très nette en certains endroits et disparaître à d'autres.

Au microscope (L.M. 26941, éch. 1674); malgré un certain étirement, on reconnaît une structure grenue à plagioclases automorphes et zonés :

- Quartz à extinction ondulante.
- Plagioclases automorphes complètement saussuritisés; différents degrés dans cette saussuritisation permettent d'y reconnaître une ancienne structure zonée. Il semble y avoir un début de recristallisation en albite.
- Microline assez rare.
- Micropegmatite fréquente.
- Hornblende verte se transformant en chlorite.
- Biotite chloritisée.
- Chlorite étirée, peut souligner les diaclases de la roche.

Il s'agit d'une ancienne granodiorite à amphibole en voie d'étirement et de recristallisation. Il semble que cette roche ait été beaucoup moins étirée que la granite du gué de Damantan, et que les transformations qu'elle a subi soient dues en majeure partie à la rétro-morphose.

Les rapports de ces granites avec leur contexte n'ont pas été vus : ayant subi une rétro-morphose et une cataclase très nette, ils ne peuvent être considérés comme granites s'étant mise en place à la faveur de l'orogénie ayant plissé la série de la Koulountou.

Les analyses chimiques qui ont été faites (voir tableau II hors texte) montrent que ces granites sont comparables à celui de la série de Youkounkoun.

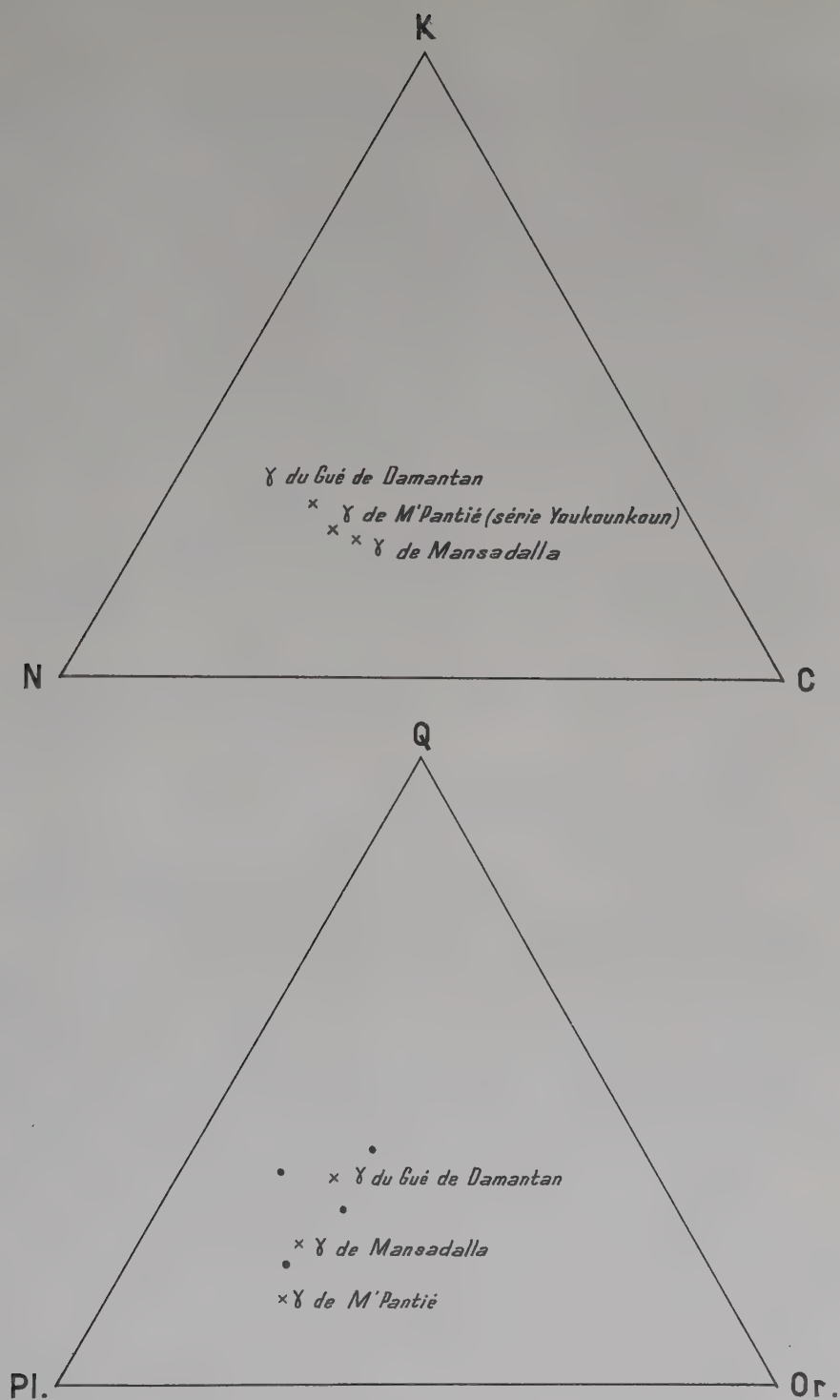
Il s'agit de granites akéritiques : le diagramme Q.Pl.Or (voir figure 31) montre une certaine orientation vers le pôle Q : le terme le plus étiré est le plus proche de Q; peut-être faut-il y voir la trace d'une certaine métasomatose siliceuse déjà suggérée par l'étude en lames minces. Il est donc très probable que les granites de la série de Koulountou appartiennent à la même venue que le granite du Niokolo-Koba (série de Youkounkoun) : nous avons vu que celui-ci pouvait être considéré comme un « môle » de granite appartenant au socle, remonté lors de l'orogénie ayant plissé le Primaire; il doit en être de même pour ceux de la série de la Koulountou mais ces derniers ont été pris dans une zone où le métamorphisme et surtout le dynamométamorphisme étaient beaucoup plus intenses : ils ont donc subi une transformation plus poussée.

2° Les porphyroïdes

Ces roches semblent dériver de roches effusives ou pyroclastiques ayant subi un étirement suivi ou accompagné d'une recristallisation. La plupart du temps il est possible de reconnaître, au microscope, l'ancienne structure de la roche et d'apprécier ainsi les transformations qu'elle a pu subir.

Le degré de métamorphisme est d'ailleurs très bas; il consiste en une cataclase toujours très marquée et en la présence de séricite ou de chlorite de néoformation. Si ces deux minéraux n'existaient pas on pourrait considérer la série de la Koulountou comme une série de *mylonites*; leur présence indique qu'il n'y a pas eu simplement dynamométamorphisme régressif, mais véritablement *métamorphisme*.

Sur le terrain le degré réel de transformation est difficile à apprécier en raison de l'hétérogénéité du complexe volcanique acide. Les différents éléments ont des susceptibilités varia-



*Les points représentent les roches volcaniques acides des séries
de la Kouountou et de Youkounkoun*

GRANITES ET ROCHES EFFUSIVES DES SÉRIES DE YOKOUNKOUN ET DE LA KOULOUNTOU

bles pour recristalliser et être étirés. D'autre part, en faisant abstraction du degré réel de transformation, on peut dire que les roches fluidales, litées ou altérées météoriquement, apparaîtront comme plus métamorphiques qu'elles ne le sont réellement.

D'une façon générale le métamorphisme semble augmenter progressivement en allant vers le NW; dans le détail il peut y avoir des sauts brusques dus, soit à des contacts tectoniques entre zone diversement transformées, soit à des changements lithologiques. Nous avons pu également remarquer des récurrences de matériel peu ou pas métamorphique dans des zones ayant subi d'assez fortes recristallisation.

De nombreuses lames minces ont été taillées dans ces porphyroïdes : nous en décrivons quelques unes qui témoignent de degrés de transformation croissants.

— L.M. 23173, éch. 434 — Fleuve Gambie — 8 kilomètres en aval du gué de M'Pantié (L : 13° 10, 1 : 12° 56). Macroscopiquement il s'agit d'une roche grisâtre, étirée, au toucher gras.

Structure microlithique porphyrique avec cataclase nette.

— Plagioclases (albite 5% An : 2 V = + 80°) souvent groupés par 2 ou 3 individus, suivant une disposition déjà remarquée dans les dellénites de la série de Youkounkoun.

— Quartz automorphes avec « golfes de corrosion ».

— Pâte fine comportant du quartz, des plagioclases; elle montre des figures de dévitrification à forme de sphérolites, et de nombreuses trainées de séricite et de chlorite de néoformation.

Il s'agit d'un porphyroïde dérivant d'une dellénite ou d'une dacite, l'analyse chimique (voir tableau II hors texte) montre qu'elle a une composition de granite alcalin : *il s'agit donc d'une ancienne dellénite.*

Un stade plus poussé de transformation est représenté par l'échantillon 1386 L.M. 25876 récolté sur le Bouloufilanding (1 : 13° 16, 1 : 12° 57). A l'œil nu on reconnaît qu'il s'agit d'une ancienne roche effusive.

Structure porphyrique encore visible malgré cataclase et recristallisation (voir photo 5, planche III).

— Quartz avec « golfes de corrosion ».

— Plagioclases (albite, oligoclase) souvent cassés.

— Microcline : un cristal.

— Pâte microcristalline où séricite et chlorite cristallisent en trainées orientées, on note de belles cristallisations de quartz et de chlorite dans les zones de sous-tension aux extrémités de grands cristaux de plagioclases et de quartz.

— Cassures soulignées par la séricite et des oxydes de fer.

Porphyroïde dérivant d'une dacite ou d'une dellénite.

L'échantillon 441 L.M. 23175 (L : 13° 07, 1 : 13° 04) se présente macroscopiquement comme une leptynite claire schisteuse.

Au microscope, la structure mylonitique est nette (voir photo 6, planche VIII).

— De gros cristaux de plagioclases (albite-oligoclase) automorphes mais aux angles arrondis, sont noyés dans une pâte fine microcristalline où l'on distingue quartz, séricite, et quelques microlites de plagioclases. La séricite forme des trainées allongées. De petits filonnets de quartz souvent plissotés, mais de direction générale concordant avec l'étirement, parcourent la roche : ils peuvent contenir des cristaux d'épidote. On remarque de belles plages de quartz recristallisé aux extrémités des grands plagioclases; ceux-ci sont souvent légèrement inclinés sur l'axe d'étirement (ébauche d'un mouvement de rotation ?)

Porphyroïde dérivant d'une roche acide effusive ou pyroclastique.

— L.M. 25887 — éch. 1410 (L : 13° 25, 1 : 12° 56).

Aspect d'une leptynite claire, schisteuse.

La structure est analogue à celle de la lame mince précédente mais la recristallisation est beaucoup plus poussée : la pâte, en particulier, qui entoure les restes des gros porphyroïdes est fortement recristallisée; on y distingue de l'albite de néoformation et de la muscovite. On remarque que ce dernier minéral prend souvent un aspect tourbillonnaire ce qui semble indiquer des mouvements de rotation au cours de la cristallisation.

Tous les intermédiaires peuvent exister entre ces quatre types de roches : comme nous

l'avons souligné au début de ce paragraphe, les faciès les plus transformés sont situés sur la bordure N W de la série : en allant dans cette direction, le degré de métamorphisme augmente : nous verrons, lors de l'étude de la série de Bakel que ce phénomène y a été également observé.

3° Les schistes sériciteux

Ces schistes se différencient assez nettement des porphyroïdes : étant plus tendres leurs affleurements ont un aspect moins compact. Sur le terrain il arrive toutefois que l'on puisse hésiter et se demander si on est en présence d'un porphyroïde particulièrement étiré ou, au contraire, d'un schiste relativement compact. L'étude au microscope lève le doute car les structures de ces deux catégories de roche sont différentes.

Le faciès de ces schistes peut varier quelque peu : il existe en particulier (ceci de façon statistique) une certaine différence entre les schistes se trouvant à proximité des porphyroïdes, et ceux qui en sont éloignés : les seconds semblent plus argileux et moins compacts que les premiers; nous donnerons la description de deux roches représentant les pôles opposés :

L.M. 25871, éch : 1379 (L : 13° 17, l : 12° 59),

Cette roche a été prélevée près de massifs de porphyroïdes, elle est grisâtre, assez compacte et pourrait être confondue avec un porphyroïde très étiré.

Au microscope, elle apparaît formée de petits fragments esquilleux de quartz et de plagioclases liés par un ciment où l'on distingue des oxydes de fer, du quartz, de la séricite et des minéraux argileux. Certains alignements de quartz semblent correspondre à des bulles aplaties :

Il s'agit d'une *cinérite* ou d'une *ignimbrite* recristallisée.

— L.M. 25890 : éch : 1415 : L : 13° 28, l : 12° 44.

Il s'agit de schistes jaunes-verdâtre, gras au toucher, prélevés sur le Koulountou près de la série de Youkounkoun.

Structure lépidoblastique superposée à une ancienne structure détritique. La roche est une ancienne *pélite* dont on distingue en particulier d'anciens d'anciens microbancs plus grossiers renfermant du quartz et des minéraux lourds. Une schistosité très nette correspondant à une recristallisation de séricite recoupe l'ancienne stratification.

Il s'agit d'une ancienne *pélite* recristallisée.

Tous les intermédiaires ont pu être trouvés entre ces deux types de roche : il n'a pu être possible de cartographier séparément les schistes qui correspondaient à d'anciennes *cinérites* et ceux qui représentaient d'anciennes *pélites*. En réalité, il semble qu'il n'y ait jamais eu de limites bien nettes entre *pélites* et *cinérites*; ces dernières ont certainement fourni une partie du matériel à partir duquel les secondes se formaient.

Sauf les anciens granites qui forment des masses homogènes, tous les termes que nous venons de décrire sont souvent imbriqués. Sur le terrain les détails que nous avons pu entrevoir lors de l'étude pétrographique n'apparaissent qu'assez peu : la série par son aspect étiré, ses roches de couleur généralement gris-clair ou beige, donne une certaine impression d'unité.

D — Relations entre les séries de la Koulountou et de Youkounkoun

L'étude pétrographique de ces deux séries nous a montré l'analogie entre les termes inférieurs de la série de Youkounkoun et de ceux constituant la série de la Koulountou. Un examen de la carte permet de constater que, de part et d'autre de la zone de contact entre les deux séries, on peut observer des termes pétrographiquement équivalents : aux schistes sériciteux correspondent des *pélites* (coupe de la Koulountou), aux porphyroïdes, des roches effusives ou pyroclastiques (coupe du Niokolo-Koba) dont la pétrographie et le « chimisme » sont identiques. Cette disposition suggère que la série de la Koulountou est l'équivalent légèrement métamorphique de la série de Youkounkoun.

Nous n'avons pu malheureusement trouver de coupes absolument continues entre les deux séries; de plus la plupart du temps, les observations sont compliquées par le fait que le

métamorphisme apparaît avec plus ou moins de retard suivant la roche qu'il affecte. Les pélites, par exemple, sont très sensibles au métamorphisme : lors de l'étude de la série de Youkounkoun nous avons noté que certaines d'entre elles avaient subi un début de recristallisation alors que le reste de la série en était indemne. Il est donc très délicat de fixer une limite entre les deux séries. Nous avons pu suivre le passage entre zones métamorphique et non métamorphique dans les deux coupes suivantes :

1° Coupe du Nickolo-Koba (fig. 32)

Le passage s'effectue entre le gué de la Patte d'Oie et l'extrémité du bief W.NW-E.SE; les affleurements sont nombreux mais non continus. Partant de l'extrémité sud-est et en se dirigeant vers l'aval, nous pouvons observer successivement :

- En A un complexe varié comprenant dellénites, rhyolites, andésites, tufs, le tout très redressé et affecté par de nombreuses diaclases ayant deux directions principales : la plus marquée N E 30 à 60°, la seconde N W 290 à 310°. Ces diaclases paraissent subverticales mais il semble que les affleurements aient une « surface-enveloppe » horizontale ou mollement ondulée : cette surface semble indiquer la présence (peut-être virtuelle) d'un troisième plan de diaclase.
- En B affeure une roche présentant une alternance de passées plus ou moins étirées : au microscope (L.M. 25800, éch. 1327), la cataclase apparaît très nette, la séricite est abondante mais peu ou pas orientée. L'étirement de la roche est orienté N E 70°. Au point de vue pétrographique il s'agit d'un ancien tuf rhyolitique.
- En C il s'agit de roches analogues mais encore plus étirées.
- En D nous entrons dans la zone vraiment métamorphique avec des porphyroïdes typiques orientés N E 50° avec pendages vers le N W de 60 à 70°.
- En E s'observe une roche étirée mais encore assez compacte. La lame mince 25805 (éch. 1331) montre qu'il s'agit d'une microdiorite dont la structure est encore bien conservée; la séricite est abondante mais l'intensité du métamorphisme semble avoir diminuée par rapport à celle du point B.

Il semble donc que l'on passe progressivement par augmentation de la cataclase (processus qui aboutit à créer une schistosité), et l'apparition de séricite, des roches intactes aux roches métamorphiques. La limite entre les deux zones est impossible à déterminer exactement. Remarquons que dans cette coupe la schistosité, lorsqu'elle apparaît est une *schistosité de clivage*. Les minéraux de néoformation (essentiellement séricite et quartz) recristallisent dans le plan de cette schistosité qui devient donc une *schistosité de flux* ou schistosité cristallophyllienne.

2° Coupe de la Koulountou

Les observations les plus démonstratives ont été faites sur la Koulountou; l'apparition du métamorphisme se fait dans les pélites c'est-à-dire dans un milieu relativement homogène où l'on peut suivre les progrès de la recristallisation. Nous avons fait tailler trois lames minces dans des pélites où s'exerce un métamorphisme croissant (voir photos 1-2-3, planche IX).

— L.M. 25891 *bis*; éch. 16; L : 13° 25, l : 12° 40.

Il s'agit de pélites verdâtres.

Au microscope on peut observer que la séricite n'a pratiquement pas recristallisé : on remarque que des lits de minéraux argileux mal identifiés sont parallèles aux lits plus grossiers formés de petits grains de quartz. En réalité, des mesures pour âge absolu effectuées sur ces argiles prouvent qu'elles ont été « rajeunies » à 433 M.A. c'est-à-dire bien après la formation de la roche.

— L.M. 25891; éch. 1416; L : 13° 26, l : 12° 43.

Il s'agit de pélites schisteuses; sur le terrain on peut distinguer la direction de stratification de celle de la schistosité.

Au microscope on s'aperçoit que de la séricite en fines paillettes forme un feutrage orienté obliquement par rapport à l'ancienne stratification.

COUPE DU NIOKOLA KOKA

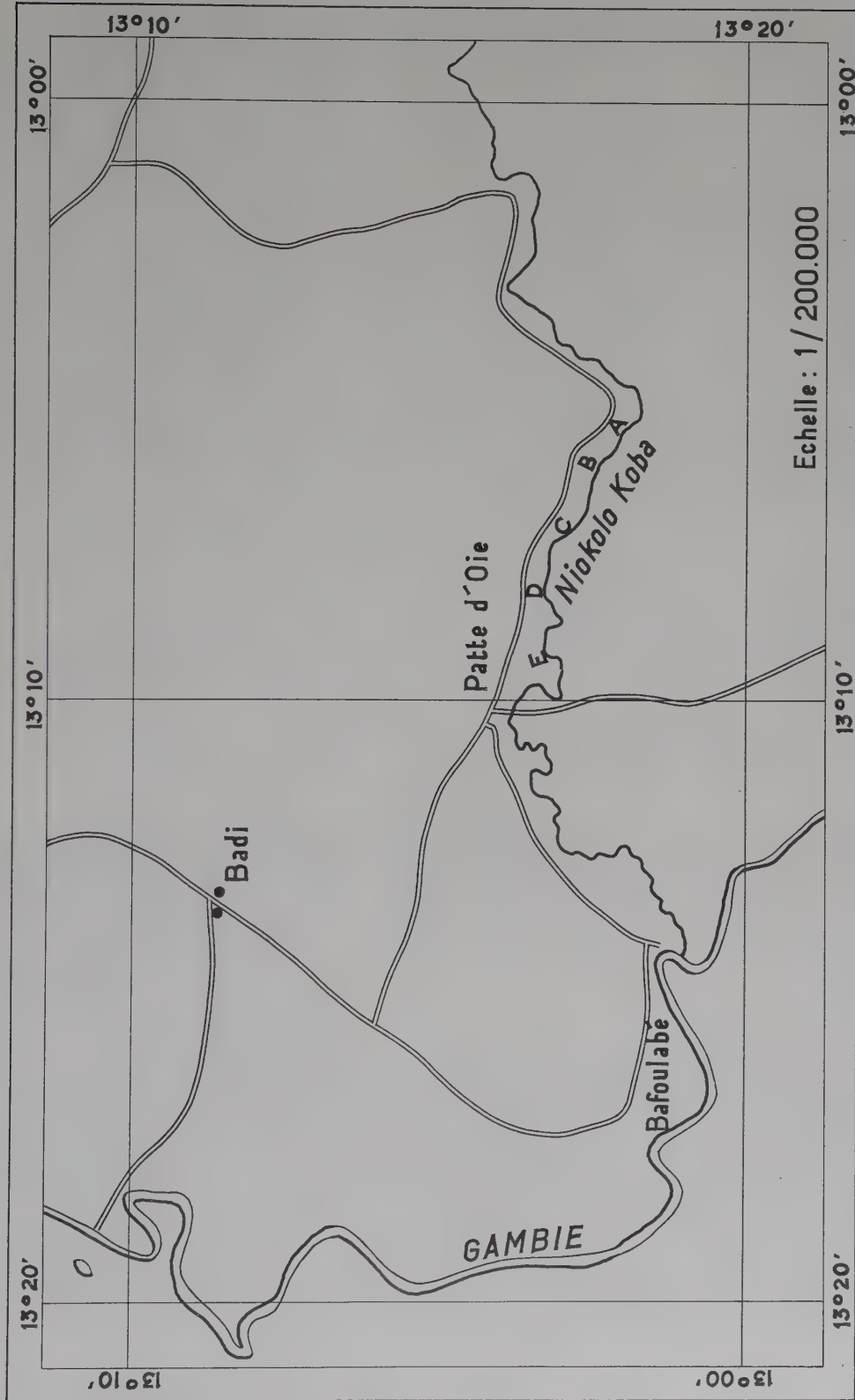


FIG. 32

— L.M. 25890; éch. 1415; L : 13° 28, I : 12° 44.

Il s'agit de schistes pélitiques gris-jaunâtre qui sont caractéristiques de la série de la Koulountou.

L'étude microscopique de cette roche a été décrite au chapitre pétrographie : la recrystallisation de la séricite est devenue extrêmement marquée, elle recoupe suivant un angle de 20° environ l'ancienne stratification.

Ces trois échantillons, prélevés sur la rivière Koulountou dans la zone de passage entre métamorphique et non métamorphique, sont séparés de trois kilomètres environ : le métamorphisme apparaît donc assez lentement.

Il est intéressant de noter que la schistosité de flux (ou schistosité cristallophyllienne) est orientée suivant un plan différent de celui de l'ancienne stratification : nous avons ainsi la preuve que la recrystallisation a eu lieu alors que la série était plissée ou en voie de plissement. Il ne semble donc pas que nous soyons en présence d'un métamorphisme de type régional provoqué par l'enfoncement et par l'accumulation de grandes épaisseurs de terrains. Nous reviendrons ultérieurement sur ce problème.

En résumé il nous est possible de dire que, malgré l'absence de coupes absolument continues et les complications créées par les différences de susceptibilité des roches au métamorphisme, il ne fait pas de doute que la série de la Koulountou est bien l'équivalent épimétamorphique de la série de Youkounkoun.

E — Etude structurale de la série de la Koulountou

L'examen de la carte nous montre :

- Que les pendages de la série de Youkounkoun (grès rouges, pélites, cinérites et tufs de la bordure du complexe volcanique) sont d'intensité variée, mais dirigés vers le S E ou le N E.
- Que, en se rapprochant et en entrant dans la série de la Koulountou, les pendages deviennent verticaux puis dirigés vers le N W.
- Que dans la zone entre les deux séries existent de nombreux accidents cassants parallèles à la direction générale S W-N E.

Sur le terrain les choses paraissent beaucoup plus complexes : en effet les pendages mesurés dans la série de Youkounkoun sont des pendages de stratification, ceux mesurés dans la série de la Koulountou, sont des pendages de schistosité; or nous avons vu que celle-ci pouvait recouper la stratification : il est difficile de comparer ces deux sortes de pendage. Nous remarquerons tout de même que, d'après M.P. BILLINGS (1956), le clivage ardoisier ou schistosité est parallèle au plan axial des plis. Les plissements ayant affecté la série de la Koulountou auraient donc une direction N E et des plans axiaux verticaux ou dirigés vers le N W. Il y aurait donc un renversement assez brutal des plis correspondant à l'entrée dans la zone métamorphique.

Les accidents cassants sont également intéressants à étudier; nous noterons tout d'abord, qu'ils sont certainement plus nombreux que la carte ne l'indique. Leur zone de plus grande fréquence correspond à celle des diaclases; il est difficile dans cette série où les bancs repères manquent de pouvoir évaluer l'importance et la signification de chaque plan d'étéirement. Bien que les observations soient difficiles, il semble que toutes les failles soient fortement pentées vers le N W; si on considère que le rejeu de ces accidents a contribué à faire de la série de la Koulountou une zone anticlinale, on peut les considérer comme des failles inverses ayant contribué au raccourcissement latéral de la série lors de l'orogénie.

De SITTER (1958) donne des failles de ce genre (ou thrusts-faults) l'explication suivante : « ces accidents sont parallèles au clivage et aux plans axiaux des plis et ils représentent une concentration de glissement, habituellement répartie sur de multiples plans de clivage, sur un seul plan de faille ».

La coupe du Niokolo-Koba nous a montré l'importance des diaclases lors de l'apparition du métamorphisme. Nous avons pu voir en effet que c'était la multiplication des diaclases orientées N E qui donnait aux roches leur aspect étiré : dans ce cas nous aurions, *suivant la terminologie de cet auteur*, un clivage de fracture qui par suite de la recristallisation passe à un clivage ardoisier.

Dans la coupe de la Koulountou, nous aurions, au contraire, l'apparition directe d'un clivage ardoisier.

Ces observations nous mettent en mesure de comprendre le mécanisme de l'apparition du métamorphisme dans la série de la Koulountou : sous l'effet d'un puissant effort tectonique, la série se plisse; par suite de la rapidité de la violence de cet effort (tectonique fracassante de J. P. DESVIGNES, 1956), peut être aussi parce que la tectonique au lieu d'être de couverture reste de revêtement, les plissements ne suffisent plus à l'absorber : on a alors apparition de failles inverses, de diaclases, finalement les roches se modifient dans leur structure intime, la recristallisation vient accompagner l'étirement : il y a métamorphisme.

Des études géophysiques (en particulier le magnétisme aéroporté) ont apporté des précisions intéressantes sur la tectonique de cette zone :

— Les failles N E ont été retrouvées : il semble qu'il y ait eu une zone de cassure particulièrement importante; chose curieuse, la gravimétrie et l'aéromagnétisme ont mis en évidence, dans la zone à roches effusives acides et à granite, une masse lourde et magnétique qui se situerait à 3.000 mètres sous la surface actuelle. On peut se demander si le complexe effusif acide ne représenterait pas une différenciation acide de cette masse ou un rhéomorphisme du socle provoqué par elle.

— L'étude géophysique a fait également apparaître une série de cassures orientées N-W 300 à 330°. Ces derniers accidents n'ont pas été vus sur le terrain; on peut remarquer par contre qu'ils semblent correspondre à l'orientation du deuxième système de diaclase dont nous avons parlé lors de la coupe du Niokolo-Koba. Cette direction N-W semble d'ailleurs se retrouver et contrôler un certain nombre de structures :

- Direction des couches dans la zone de M'Pantié.
- Virgation des directions de la stratification sur la Koulountou.
- Faille terminale sud du synclinal de Banharé.
- Cassures dans la série de Mali et le Birrimien.
- Enfin, direction de l'axe du synclinal bowé.

Nous avons vu, lors du paragraphe consacré à l'étude de la tectonique de la série de Youkounkoun qu'on pouvait envisager l'existence de deux poussées dans la région de Youkounkoun : l'une venant du N W, l'autre du S W. Il semble que c'est à cette dernière que l'on doive l'apparition de ces diaclases N W qui représenteraient des joints de tension.

F — Conclusion sur la série de la Koulountou

Cette série formée essentiellement par des porphyroïdes et des schistes sériciteux, semble constituer l'équivalent métamorphique de la série de Youkounkoun : elle devrait donc avoir une stratigraphie analogue à cette série. En réalité on s'aperçoit que seul l'équivalent métamorphique des termes inférieurs de la série de Youkounkoun (complexe volcanique et pélites) est retrouvé; les termes supérieurs (grès rouges et grès blancs) manquent. Cette lacune peut s'expliquer par la position anticlinale de la série de la Koulountou.

Les lambeaux de granite transformés en orthogneiss, contenus dans la série semblent représenter des éléments du socle remontés lors des différents plissements qui ont affecté la série de la Koulountou.

VIII — SERIE DE BAKEL

A — Introduction

Nous donnerons seulement un bref aperçu de cette série déjà étudiée par L. RENAUD (1958) et que J. BOIS (1961) a réétudié en détail au cours d'une campagne de prospection générale. Sa principale caractéristique est d'être formée de roches métamorphiques. Elle constitue le prolongement septentrional des séries des Bassaris et de la Koulountou.

B — Description générale

Un examen de la carte permet de constater que nous avons pu distinguer dans cette série, d'une part des roches épimétamorphiques (schistes et quartzites sériciteux) que nous estimons être l'équivalent métamorphique de certaines roches appartenant à la série de la Falémé, d'autre part des micaschistes et quartzites, en général à muscovite, dont l'équivalent non métamorphique reste inconnu.

Les faciès à séricite sont situés sur la bordure orientale de la série; ceux à muscovite à l'Ouest. Ces derniers forment deux groupes d'affleurement.

— Le plus important comprend des schistes et des quartzites que l'on peut observer dans la région de Bakel : leur limite orientale passe environ à 15 kilomètres au Sud de cette localité sur la route allant à Kidira. Vers l'Ouest ils disparaissent sous les terrains sédimentaires récents.

— Un autre groupe est constitué par des quartzites à muscovite plus ou moins étirés, que la piste Diana-Dalafi traverse entre Gouta et Madina-Kodiolani. Ces quartzites semblent former une structure isoclinale se fermant vers le Sud.

C — Etude pétrographique

1° Quartzites et micaschistes à muscovite de l'Ouest

L. RENAUD et J. BOIS ont donné de bonnes descriptions de ces roches où le métamorphisme se manifeste par la présence de muscovite, de chlorite, d'épidote, et, très rarement, par de l'albite de néoformation. Nous ne parlerons pas ici des micaschistes à biotite de Thiagnaff que L. RENAUD a montré appartenir à la série de Bakel, dont ils représenteraient un faciès plus profond.

Le quartz de ces roches possède une orientation optique constante, avec toutefois une extinction roulante. Il est toujours présent mais en proportion variable de sorte que tous les intermédiaires existent entre schistes et quartzites : L. RENAUD a pu ainsi distinguer des quartzites schisteux, des schistes quartzeux et des schistes.

J. BOIS a signalé entre Bordé et Diabal, c'est-à-dire près de la zone de passage entre les faciès les plus métamorphiques et les faciès sériciteux, un schiste où la séricite, bien développée, définit deux *schistosités suborthogonales*; nous reviendrons sur ce problème dans le chapitre consacré au métamorphisme des séries paléozoïques.

2° Schistes et quartzites sériciteux

Il s'agit donc des faciès situés sur la bordure orientale de la série qui, d'une façon générale, se distinguent par la faible intensité de leur métamorphisme :

— L.M. 23785, éch. 208; schistes prélevés immédiatement en aval du radier de la route Tambacounda-Kidira sur le marigot Kodal.

Structure lépidolastique.

Séricite et chlorite sont abondantes et forment une schistosité qui recoupe l'ancienne stratification marquée par des passées plus grossières imprégnées d'hydroxydes de fer. L'épidote est fréquente.

Il s'agit de *schistes sériciteux* dérivant d'une pélite légèrement calcareuse.

— L.M. 23784, éch. 207 : quartzites étirés provenant d'un point situé à 200 mètres à l'Ouest du point de prélèvement des schistes sériciteux étudiés ci-dessus.

Il s'agit en réalité de grès quartzites fortement étirés où les phénomènes de cataclase l'emportent nettement sur ceux de recristallisation (séricite, chlorite, quartz) qui n'apparaissent nettement que dans les zones de sous-tension aux extrémités de gros noyaux de quartz non broyés.

Nous avons là un bel exemple du retard de l'apparition du métamorphisme dans le grès.

3° Anciennes roches d'origine volcanique ou éruptive

Si l'existence de roches volcaniques était connue dans la série de la Falémé (J.-P. BASSOT, 1959), il n'en n'était pas de même pour celle de Bakel, où, mis à part la microdiorite située entre Sarré et Gabou, aucune roche volcanique ou éruptive n'avait été signalée. J. BOIS (1961) a pu mettre en évidence les témoins d'anciens complexes volcano-sédimentaires repris par un léger métamorphisme. Il a pu distinguer des cinérites, des métaandésites, des schistes verts et amphibolites, et enfin des serpentinites. La plupart de ces roches sont situées dans la zone la moins métamorphique mais quelques unes sont interstratifiées dans les faciès à muscovite.

D — Relations de la série de Bakel avec la série de la Falémé

Nous avons déjà décrit, lors du chapitre consacré à la série de la Falémé, la coupe du Kodjal où l'on peut observer le passage continu entre des pélites non métamorphiques appartenant à cette série, à des schistes sériciteux classés dans la série de Bakel par nos prédécesseurs. J. BOIS (1961, pp. 27-28) a décrit l'alternance de faciès métamorphiques et non métamorphiques dans le marigot Hora-Kolé en amont de la route Kidira-Bakel.

Enfin, en 1960, J. DELPY et moi-même, avons observé aux environs du village de Gourel-Mandiou l'imbrication de schistes à séricite avec des grès étirés peu ou pas métamorphiques.

Il semble donc que nous ayons un passage progressif entre la série de la Falémé et la bordure orientale de la série de Bakel. La mise en évidence par J. BOIS de faciès paléovolcaniques dans cette dernière série vient appuyer cette hypothèse.

E — Etude structurale

Ainsi que l'a souligné L. RENAUD (1958 p. 34) la tectonique de la série de Bakel qui paraît simple en premier examen, est en réalité complexe. L'examen de la carte permet de constater que d'une façon générale, les pendages qui sont subverticaux ou légèrement pentés vers le N W dans la partie orientale la moins métamorphique, deviennent de moins en moins forts en allant vers l'Ouest. Dans la zone la plus métamorphique ils varient entre 15 et 35°. Contrairement à ce que l'on pourrait croire, ces faibles pendages ne correspondent pas à une tectonique plus calme : dans cette zone, en effet, J. BOIS a pu repérer des plis couchés : la série n'est donc pas monoclinale mais isoclinale.

Il semble donc que, si sur la bordure orientale la série de Bakel garde sensiblement le même style tectonique que la série de la Falémé, elle prend vers l'Ouest un style assez différent caractérisé par des structures peu pentées vers le N W où l'on peut distinguer certains éléments d'une tectonique tangentielle.

F — Définition stratigraphique de la série de Bakel

Puisque l'on ne peut plus considérer la série de Bakel comme une série monoclinale, il faut donc abandonner l'hypothèse (basée sur la prédominance de l'orientation des pendages vers le N W) suivant laquelle les faciès à muscovite (souvent quartziteux) surmonteraient les faciès à séricite à prédominance schisteuse. Dès 1958, L. RENAUD envisageait une structure isoclinale; les travaux de J. Bois et les nôtres confirment cette hypothèse : il en résulte qu'en l'absence de niveaux repères caractéristiques, la stratigraphie de la série de Bakel ne pourra être établie qu'après une étude structurale détaillée permettant de reconstituer les plissements auxquels elle a été soumise. Pour le moment nous sommes donc réduits à faire des corrélations avec les séries voisines :

— La partie orientale de la série de Bakel, à faciès sériciteux, passe progressivement à la série de la Falémé : on peut donc admettre qu'elle possède la même stratigraphie. Les petites masses de quartzites observées au milieu des schistes, seraient l'équivalent des grès rouges feldspathiques et représenteraient donc des synclinaux pincés.

— La partie occidentale caractérisée par des faciès à muscovite et des pendages faibles dirigés vers le N W est plus difficile à interpréter : nous ne connaissons pas les rapports exacts entre ces roches et celles à faciès sériciteux. Plusieurs hypothèses peuvent être envisagées; il peut s'agir :

— Soit de formations équivalentes à celles de la série de la Falémé, mais nettement plus métamorphiques,

— Soit de formations plus anciennes formant des noyaux anticlinaux déversés sur des termes plus récents; il pourrait s'agir, ou de roches du Précambrien supérieur (identiques à celles de la série de Ségou-MadinaKouta) ou de Birrimien.

On peut concevoir également, deux périodes de plissement dont la plus récente serait caractérisée par une tectonique tangentielle.

G — Conclusion

La série de Bakel semble *pro-parte* l'équivalent métamorphique de la Falémé, en raison du passage progressif observé entre les deux séries. Le problème de la partie ouest de la série, marquée par une tectonique tangentielle et par des faciès plus métamorphiques, reste posé.

IX — RELATIONS ENTRE LES DIFFERENTES SERIES

Nous avons, au cours des chapitres précédents, défini et décrit un certain nombre de séries dont chacune constitue une entité géologique plus ou moins bien marquée. Nous avons ainsi étudié :

- Série de Ségou-MadinaKouta.
- Série de Mali.
- Série de la Falémé.
- Série des Bassaris.
- Série de Youkounkoun.
- Série de la Koulountou.
- Série de Bakel.

Pour chacune de ces séries nous avons essayé de définir sa stratigraphie, les grands traits de sa tectonique, ses relations avec les séries voisines. Nous avons pu ainsi établir :

— Que la série de Ségou-MadinaKouta repose en discordance sur le socle birrimien; elle est elle-même surmontée par la série de Mali qui est transgressive.

— Que la série de Mali et celle de la Falémé (pour sa partie orientale) débutent par la même succession : tillite, épisode peu épais de pélites et de grès, dolomies calcaires, silixites à faciès jaspe, épaisse série de pélites. Ce dernier terme étant commun aux deux séries, on peut admettre qu'elles sont équivalentes.

— Que sur sa bordure occidentale la série de la Falémé semble avoir commencé à se déposer plus tôt qu'à l'Est; dans cette zone elle débute en effet par un complexe volcano-sédimentaire qui semble situé pour sa plus grande partie sous la tillite.

— Que vers l'Ouest la série de la Falémé passe progressivement à la série des Bassaris qui semble ainsi être son équivalent métamorphique; le passage de la série de Youkounkoun à celle de la Koulountou, s'effectue suivant un processus analogue.

— Que la série des Bassaris et celle de la Koulountou se rejoignent pour former la série de Bakel.

Restent donc à définir les relations entre le groupe des séries de Youkounkoun et de la Koulountou, et celui des Bassaris, de la Falémé et de Mali. Nous avons vu, en effet, que la série des Bassaris est séparée de celle de Youkounkoun par une faille; cependant le fait que la série des Bassaris et celle de la Koulountou soient le prolongement d'une même série, suggère que leurs équivalents non métamorphiques sont analogues.

Nous pouvons, d'autre part, faire la corrélation entre les grès feldspathiques rouges que l'on trouve à la partie supérieure des séries de Youkounkoun et de la Falémé. Ces grès ont suffisamment de caractéristiques communes (couleur, granulométrie hétérogène, richesse en feldspaths détritiques, importance du ciment pélitique) pour qu'on puisse les assimiler malgré le danger de toute corrélation basée sur le faciès. Ceci étant admis, il apparaît que les pélites et argilites de la série de Youkounkoun correspondent aux pélites de la série de la Falémé et de la série de Mali. Cette identification se justifie, d'une part à cause de leur position stratigraphique, d'autre part parcequ'il s'agit dans les deux cas de formations très fines s'étant sans doute déposées dans un milieu assez profond. Il semble normal, dès lors, de comparer le complexe acide de la série de Youkounkoun avec le volcanisme sous-marin de la base de la série de la Falémé et avec le complexe rhyolitique observé à la base de cette même série dans les environs de Déléki. Nous verrons, dans un prochain chapitre que, bien que leur « chimisme » soit différent, ces groupes volcaniques peuvent être rattachés aux phénomènes volcaniques que l'on trouve liés à une orogénie. On peut donc considérer que ces trois groupes volcaniques sont liés aux mêmes causes profondes et que le début de leur mise en place a dû s'effectuer à peu près à la même époque.

Nous remarquerons que la tillite semble manquer dans la série de Youkounkoun (1); la raison de cette lacune n'est pas connue : peut être la glaciation s'arrêtait-elle plus à l'Est ? D'après ce que nous avons observé à Déléki, la tillite aurait dû se trouver entre le complexe volcanique de base et les pélites et argilites qui le surmontent.

Nous avons résumé sur le tableau ci-contre (fig. 33) les principales caractéristiques de nos séries et les corrélations que nous proposons; nous n'y avons pas fait figurer les séries métamorphiques puisque nous les considérons comme l'équivalent métamorphique de ces mêmes séries.

(1) Rappelons cependant que vers la base des pélites, on a pu observer en aval de M'Pantié, une passée conglomératique qu'on peut être tenté de considérer comme une argile à blocs.

CORRELATIONS ENTRE LES DIFFERENTES SÉRIES

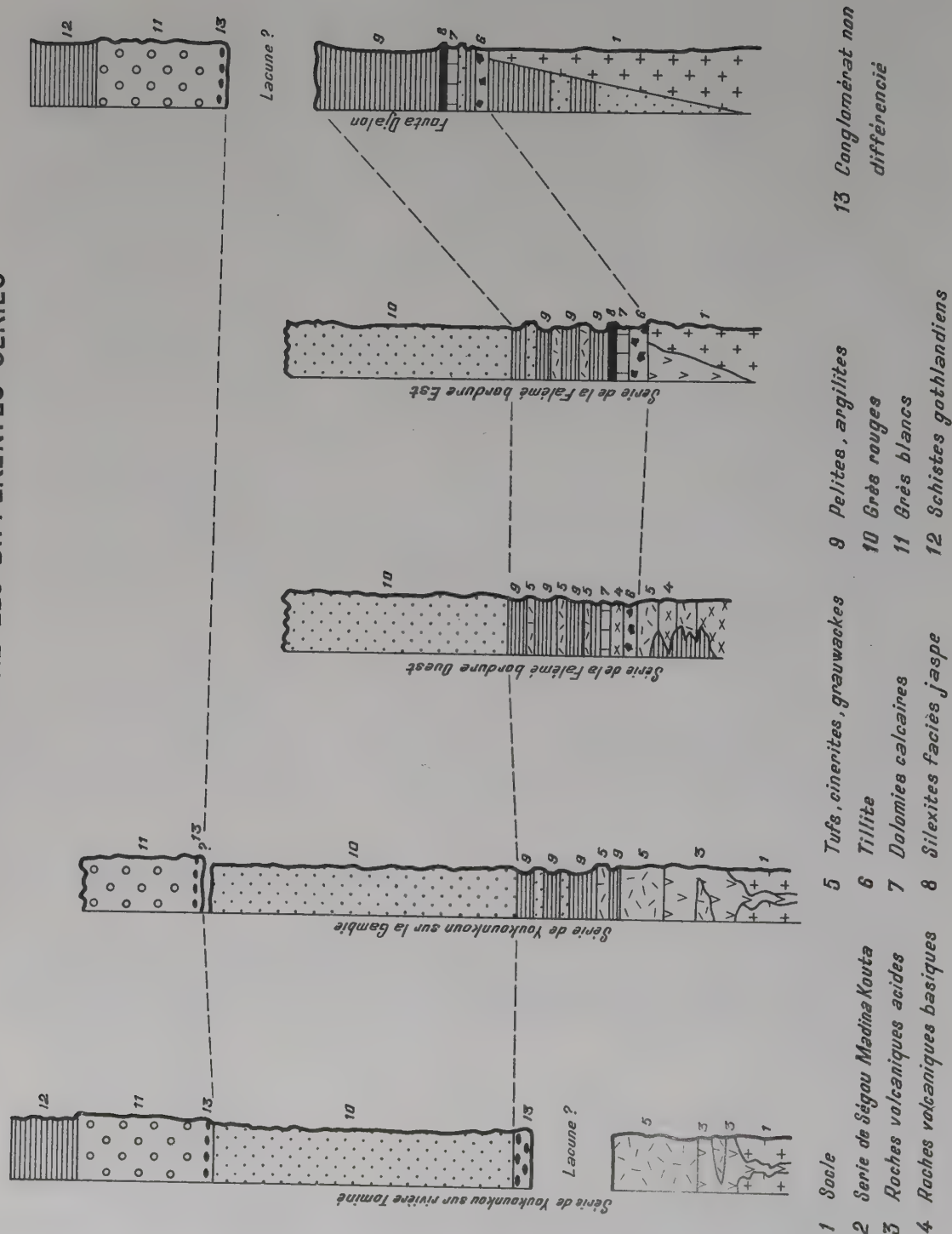


FIG. 33

X — AGE DES SERIES

A — Introduction

Les séries que nous venons d'étudier étaient considérées par nos prédécesseurs comme appartenant à des âges allant du Birrimien à l'Ordovicien. Nous avons montré dans les pages précédentes que les séries épimétamorphiques de la Koulountou, des Bassaris, de Bakel, pouvaient être considérées en réalité comme l'équivalent de séries reposant par ailleurs en discordance sur le Birrimien : l'âge limite inférieur ne sera donc plus Birrimien mais post-Birrimien.

Le terme le plus récent de toutes ces séries semble représenté par les grès blancs de la série de Youkounkoun. Au Sud, dans le synclinal bowé, ces mêmes grès blancs sont recouverts en concordance par du Gothlandien moyen daté : les principaux gisements fossilifères ont été découverts près de Téliélé par H. SINCLAIR (1918) et par G. LECOINTRE et R. LEMOINE (1924) qui ont pu reconnaître *Monograptus priodon*, *Monograptus ricartenensis lapworth*, et *Retiolites (gladiograptus) geinitzianus barrandé*.

D'après les déterminations, les couches schisteuses de Téliélé appartiendraient à la base du Wenlock. On peut admettre que les grès blancs sont siluriens, ils ont tout d'abord été classés dans l'Ordovicien. De nouveaux arguments que nous exposerons ultérieurement, semblent indiquer qu'ils sont en réalité de la base du Gothlandien.

Dans les formations antérieures à ces schistes du Wenlock, aucun fossile stratigraphique n'a été découvert, ni par nous, ni par nos prédécesseurs. Ce fait n'est pas spécial au Sénégal : aucun fossile cambrien n'est connu en Afrique Occidentale, mis à part la zone du Zemmour en Mauritanie septentrionale, zone qui offre d'ailleurs beaucoup plus d'affinités avec le Sud marocain qu'avec le reste de l'Afrique de l'Ouest.

Nous sommes donc amené à essayer de préciser l'âge de séries dont on sait qu'elles sont comprises entre le Birrimien (Précambrien moyen) et le Gothlandien moyen. Un problème de ce genre s'est fréquemment posé en diverses parties du monde et, au cours de ces dernières années, un effort particulier a été fait pour essayer de le résoudre ou de déterminer des règles permettant d'arriver à sa solution.

En 1957, a eu lieu un Colloque internationale du C. N. R. S. sur les relations entre Précambrien, et le problème des séries intermédiaires. Les différents exposés qui y ont été effectués ont fait l'objet d'une publication particulière (C.N.R.S. 1958).

Le Colloque a adopté trois résolutions :

- Sur proposition de L. CAHEN le vœu était émis qu'un programme de datation soit effectué sur les roches dont l'âge est estimé être à la limite entre Cambrien et Précambrien.
- Sur proposition de G. CHOUVERT et P. HUPE, le Colloque estime que le problème des stromatolithes en tant que fossiles stratigraphiques devrait être abordé.
- Enfin sur la proposition de M. WHEELER et M. LELUBRE, une solution provisoire devrait être recherchée dans l'établissement d'une série régionale étalon où la limite Cambrien-Précambrien serait précisée.

Ces trois règles de recherches ont-elle pu faire avancer notre problème ?

Il ne semble pas que la série régionale étalon ait pu être établie; le problème de l'utilisation des stromatolithes en tant que fossiles stratigraphiques ne semble guère avoir avancé depuis 1958 où M. DEFOSSEZ concluait sur une note négative. Remarquons d'ailleurs qu'au Sénégal les stromatolithes sont extrêmement rares et la plupart du temps mal conservés.

Nous avons pu, par contre, obtenir toute une série de mesures d'âges absolus effectuées au laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences de Clermont-Ferrand. Comme nous le verrons plus loin, les résultats de ces mesures sont venus confirmer nos conclusions sur l'âge des séries comprises entre le post-Birrimien et le Gothlandien moyen, conclusions aux-

quelles nous étions parvenus par l'intermédiaire d'une série de faits d'ordre paléogéographique, sédimentologique et structural.

B — Faits d'ordre paléogéographique

M. ZIMMERMAN (1958, 1960) dans son étude générale du bassin de Taoudenni, a le premier, attiré l'attention sur l'importance du conglomérat glaciaire, signalé par R. FURON (1932) et L. BAUD (1933), en tant que repère stratigraphique. Il semble en effet, d'après les exposés présentés au Colloque du C.N.R.S., et d'après un article de H. et G. TERMIER paru en 1957, qu'une glaciation d'une extraordinaire ampleur aurait eu lieu au Cambrien ou à l'Eocambrien.

On rencontre en effet, datant de cette époque, des traces de glaciation dans les pays les plus divers; Groenland, Pays scandinaves, Chine du Nord, Normandie, Tchécoslovaquie (Monts Zelezné Hory), Maroc, Australie (Mont Flinders) et même dans le bouclier brésilien.

D'après O. HOLTEDAHL (C.N.R.S. 1958) c'est W.C. BROGGER qui, au début du siècle, aurait introduit le terme d'Eocambrien pour désigner une formation comprise entre le Cambrien daté et le Précambrien de Norvège, la « Sparagmite formation ». Cette série comprend en réalité deux groupes : un groupe inférieur dolomitifère, un groupe supérieur avec une tillite. Les auteurs scandinaves les plus récents (O. HOLTEDAHL, C. POULSEN, B. ASKLUND in C.N.R.S. 1958) ont tendance à réserver le terme d'Eocambrien aux formations comprises entre la base de la tillite et le Cambrien daté. Au-dessous, entre la tillite et le Précambrien, les formations reçoivent des noms différents suivant les auteurs; P. HUPE (in C.N.R.S. 1958) qui a tenté des corrélations entre le Cambrien du Maroc et celui d'autres régions, en particulier avec celui de Scandinavie, propose de les ranger dans l'Infracambrien.

La tillite, reconnue au Sénégal oriental et sur ses confins guinéens, possède, nous l'avons vu, une grande extension dans toute l'Afrique de l'Ouest : il paraît donc normal de s'en servir comme niveau repère et de l'assimiler aux glaciations éocambriennes si développées dans les autres régions du Monde. Nous possédons donc, maintenant, trois âges repères : fin du Birrimien, Eocambrien, Gothlandien moyen.

C — Faits d'ordre structural et sédimentologique

Nous avons déjà signalé les discordances existant dans les séries post-birrimiennes du Sénégal oriental :

- Discordance de la série de Ségou-Madina Kouta sur le Birrimien.
- Discordance (marquée par la tillite) des séries de Mali et de la Falémé sur la série de Ségou-Madina Kouta et sur le Birrimien.
- Discordance dans la région située au S W de Youkounkoun des grès feldspathiques rouges sur le complexe acide de base.
- Discordance probable au Sénégal oriental (prouvée en Guinée) des grès blancs sur les grès rouges.

Rappelons également que l'étude de la série de la Falémé et de celle de Youkounkoun a montré que, mise à part la région au Sud Ouest de cette dernière localité, il y a évolution continue depuis la mise en place des complexes volcaniques de base jusqu'au dépôt des grès rouges. Cette évolution suit le schéma établi par J. AUBOIN (1958) sur l'évolution des géosynclinaux : volcanisme initial, période de vacuité représentée par la sédimentation pélitique, période de remplissage représentée par le dépôt des grès rouges qui, rappelons-le, ont des caractères de flysch.

Ces considérations nous ont amené à attribuer les formations géologiques du Sénégal oriental à trois grandes séries d'âges différents :

1° Une série infra-cambrienne correspondant à la série de Ségou — Madina Kouta
2° Une série cambrienne groupant les séries de la Falémé, de Mali et de Youkounkoun et leurs équivalents métamorphiques. A l'intérieur de cette série nous avons fait les subdivisions suivantes :

- Un groupe inférieur qui groupe les complexes volcaniques de base, la tillite, les dolomies calcaires et les silexites à faciès jaspes qui les surmontent.
- Un groupe moyen qui comprend le complexe pélitique ou argileux des séries de Mali, de la Falémé et de Youkounkoun.
- Un groupe supérieur correspondant aux grès rouges des séries de la Falémé et de Youkounkoun (1).

3° Une série post-cambrienne représentée dans la zone étudiée uniquement par des grès blancs sous-jacents au Gothlandien daté mais qui, nous le verrons dans un prochain chapitre, peut comprendre du Dévonien en Guinée et en Mauritanie. Les grès blancs du Sénégal avaient été attribués avec réserve à l'Ordovicien.

D — Ages absolus

Les faits exposés au paragraphe précédent nous avaient donc permis d'obtenir une chronologie des séries post-birrimiennes. Cette chronologie reposait sur un fait précis : l'âge des schistes gothlandiens, et sur des corrélations plus ou moins lointaines, donc sujettes à caution : âge birrimien du socle, âge éocambrien de la tillite.

Nous avons eu la chance, au cours de la rédaction de ce mémoire, d'obtenir toute une série de mesures d'âges absolus, déterminées au Laboratoire de Géologie de Clermont-Ferrand par M^{me} M. VACHETTE du B.R.G.M et M. BONHOMME du C.N.R.S. Ces déterminations ont d'ailleurs fait l'objet d'une note à la Société Géologique de France, note à laquelle nous renvoyons le lecteur pour l'exposé des détails techniques et pour la discussion de la valeur de ces mesures. Nous donnons ici les principaux résultats obtenus et leur interprétation.

Rappelons tout d'abord que le socle métamorphisé et granitisé appartient bien au Birrimien : les granitisations qui l'ont affecté ont des âges variant entre 2011 et 2086 M. A. Des résultats analogues ont été trouvés par M. BONHOMME (1962) pour la granitisation éburnéenne qui a affecté le Birrimien de Côte d'Ivoire.

Une mesure effectuée sur des argilites rouges interstratifiées avec les calcaires oolithiques qui à Walidiala, constituent la base de la série de Ségou-Madina Kouta, a donné un âge de 1022 M. A. Cette série est donc bien antérieure au Cambrien.

Nous ne possédons pas de mesure pour les termes supérieurs de cette série, cependant une mesure faite beaucoup plus à l'Ouest permet d'entrevoir sa limite supérieure : la biotite du granite traversé par les dellénites de la base de la série de Youkounkoun, semble avoir cristallisé ou recristallisé autour de 645 M. A.; il semble donc qu'à cette époque il y ait eu une orogénie assez importante pour qu'elle entraîne soit une granitisation, soit une modification des terrains du socle. On peut supposer qu'il s'agit de celle qui eut lieu après le dépôt de la série de Madina Kouta et qui entraîna son érosion à l'Ouest du méridien 12° 25.

La série de Ségou-Madina Kouta a donc débuté autour de 1 milliard d'années et s'est sans doute terminée un peu avant le Cambrien autour de 650 M. A. Jusqu'à présent, nous l'avons attribuée à l'Infracambrien. Ce terme, très utilisé en Afrique Occidentale, est commode en ce sens qu'il permet d'opposer des formations antérieures au Cambrien mais non métamorphiques et peu ou pas plissées, au Précambrien qui évoque l'idée de vieux terrains plissés et

(1) Nous aurions pu également classer les grès rouges dans l'Ordovicien puisque dans certaines zones il y a une coupure entre eux et les formations qui leur sont sous-jacentes; cependant par corrélation avec la zone étudiée par C. BENSE (1961) nous les rangeons dans le Cambrien dont ils formeraient la partie supérieure. Cette attribution doit être prise avec réserves.

métamorphisées. Il faut avouer cependant, que l'Infracambrien est assez mal défini et qu'en particulier il ne comporte aucune limite inférieure : peut être la multiplication des mesures d'âges absolus permettra-t-elle de préciser les limites de cet étage vers le bas, mais, pour le moment, il reste imprécis. Il semble que, dans le cas de la série de Ségou-Madina Kouta, le terme infracambrien ne puisse être employé : puisqu'elle débute à 1 milliard d'années, on doit la classer dans le Précambrien (partie supérieure). Cependant, étant donné qu'actuellement le terme infracambrien est très employé parmi les géologues de l'Afrique de l'Ouest, chaque fois que nous parlons de Précambrien supérieur, nous rappellerons qu'il s'agit de l'ex-Infracambrien.

Une mesure effectuée sur la fraction argileuse d'une argilite surmontant le complexe volcanique de base de la série de Youkounkoun, donne un âge de 560 M. A.; par corrélation, on peut donc attribuer le même âge aux séries de la Falémé et de Mali. L'attribution de ces pélites au Cambrien (groupe moyen) est donc vérifiée. Ce résultat prouve que les séries attribuées jusqu'en 1958 au Falémien sont bien, en réalité à rattacher au Cambrien dont elles constituent un faciès particulier. Le terme falémien peut être conservé à titre descriptif de la même façon que l'on parle, par exemple, de faciès briançonnais : les formations ex-falémiennes possèdent, en effet, des caractéristiques spéciales puisqu'elles ont été déposées dans une fosse géosynclinale, puis plissées et en partie métamorphisées; il est donc commode de parler de Cambrien à faciès falémien

Les mesures d'âges absolus nous ont donné d'autres renseignements précieux sur l'âge des mouvements qui ont affecté ce Cambrien à faciès falémien :

— Des pélites de base de la série de Youkounkoun prélevées dans une zone où elles passent aux schistes sériciteux de la série de la Koulountou, ont donné un âge de 433 M.A. : il s'agit de l'âge du métamorphisme et non du dépôt de la roche puisque nous avons vu que la même formation datait de 560 M. A.

— Une rhyolite du complexe de base de cette même série semble également avoir subi un métamorphisme ou un rhéomorphisme datant de 441 M. A. Il semble donc qu'autour de 430 ou 440 M. A. il y ait eu un métamorphisme qui, nous l'avons vu, est lié à la tectonique. Cette tectonique aurait donc eu lieu entre l'Ordovicien, et le Gothlandien. Nous savons que les grès blancs sont concordants avec les schistes gothlandiens qui les surmontent : ils ne peuvent donc s'être déposés d'après les plissements de 440 M. A. Ces grès blancs ne seraient donc pas ordoviciens comme on le supposait auparavant, mais représenteraient la base du Gothlandien.

La muscovite d'un schiste de la série de Bakel a donné un âge de 358 M. A.; celle d'un micaschiste (à biotite et muscovite) de la même série, donne un âge de 357 M. A. Il semble donc qu'entre 355 et 360 M. A. (à la fin du Dévonien), la série de Bakel ait subi un métamorphisme. Ce phénomène pourrait être lié à l'orogénie qui a plissé la série débutant par les grès blancs du Gothlandien dont nous venons de parler ci-dessus. En effet, en Mauritanie, (voir chapitres « tectonique » et « corrélation »), on possède des preuves d'un plissement post-Dévonien, anté-Carbonifère.

La biotite du micaschiste dont la muscovite a été datée de 357 M. A., a donné un âge plus récent de 206 M. A. Nous verrons dans le chapitre consacré au métamorphisme des séries paléozoïques, comment interpréter cet âge.

Ainsi, les mesures d'âges absolus semblent vérifier le schéma stratigraphique auquel nous étions parvenus. Elles ont permis de préciser l'âge de certains éléments et ont montré que les deux orogénies post-cambrienne et post-dévonienne que nous avions pu définir par des arguments tectoniques, avaient été accompagnées ou précédées par du métamorphisme.

Enfin, elles montrent qu'une autre orogénie a eu lieu à la fin du Précambrien. (645 M.A.).

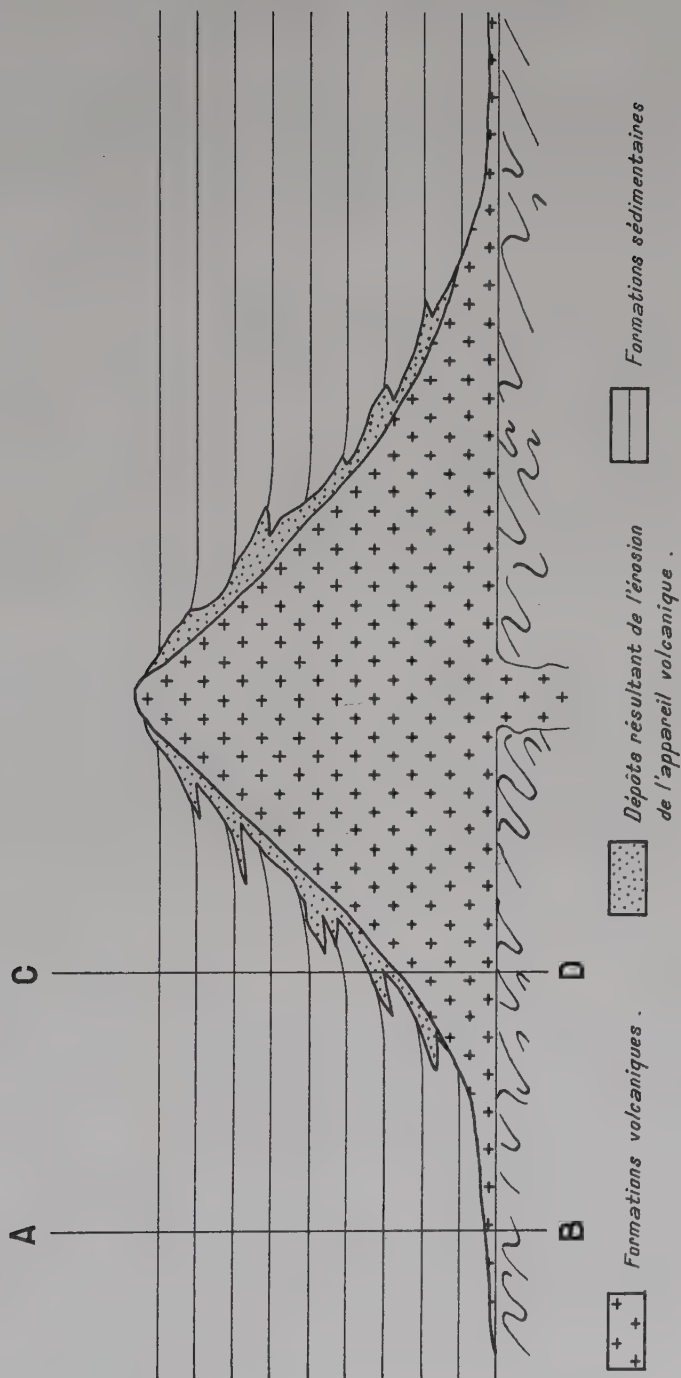


FIG. 34

XI — VUES D'ENSEMBLE SUR LES SERIES POST-BIRRIMIENNES DU SENEGAL ORIENTAL

Après avoir étudié chacune des séries qui composent cet ensemble, nous avons pu montrer les relations qui existaient entre elles et les replacer dans l'échelle stratigraphique.

Dans les paragraphes qui vont suivre, nous allons reprendre et compléter l'étude de certains points traités jusqu'ici à l'échelle de chaque série et que nous envisagerons sous un angle plus large.

A — Volcanisme de la base du Cambrien

Bien que situées en grande partie sous la tillite, les formations volcaniques que nous allons étudier, font partie nous semble-t-il, du cycle cambrien et non du précambrien supérieur, ceci pour les raisons suivantes :

— Nous avons pu voir, lors de l'étude de la série de la Falémé, qu'aux environs de M'Béma des formations volcaniques étaient interstratifiées ou recoupaient la tillite

— Dans les pèlites de la série de la Falémé et de Mali, des grauwackes, des cinériles, prouvent que les activités volcaniques se sont poursuivies pendant tout le dépôt du groupe moyen du Cambrien. Aucun dépôt de ce genre n'est connu dans la série de Ségou-Madina Kouta.

— La concordance entre les termes sédimentaires de la série de Youkounkoun et le complexe volcanique de base de cette série peut être observée en deux endroits :

Naturellement, il ne faut pas s'attendre à observer une concordance parfaite et générale entre les formations volcanique qui peuvent donner des reliefs importants : la concordance ne sera qu'exceptionnelle. La figure 34 montre un appareil volcanique mis en place au début du dépôt d'une série sédimentaire : seule la coupe A B indique qu'il y a eu concordance; la coupe C D peut, au contraire, suggérer que le volcanisme appartient à un cycle différent de celui des formations sédimentaires. Il pourra y avoir en effet une discordance angulaire soulignée par des conglomérats ou d'autres formations détritiques résultant du début de la destruction du volcan.

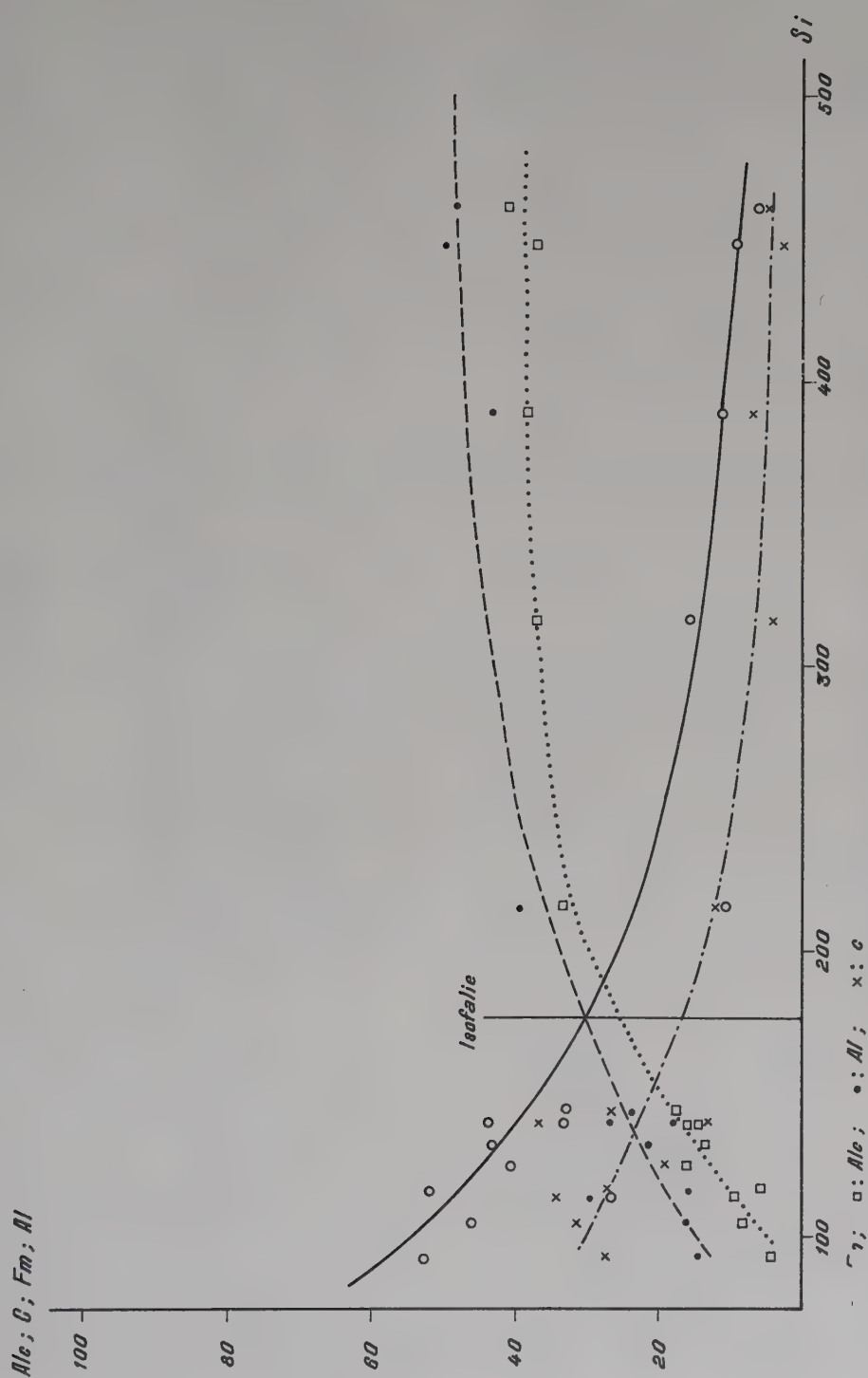
Rappelons que l'étude pétrographique a permis de distinguer deux groupes : l'un à tendance acide comprenant des rhyolites, dacites et déllénites, l'autre plus basique comportant en particulier des spilites.

La répartition géographique de ces groupes mérite également d'être rappelée :

— Les roches acides semblent situées en bordure de la fosse « falémienne » : les rhyolites de Déléki sont placées sur la zone de cassure qui marque la bordure orientale de cette fosse; le complexe acide de base de la série de Youkounkoun est placé sur une zone de fracture, il est directement en contact avec le socle granitisé birrimien.

— Les roches basiques au contraire semblent s'être mises en place dans l'axe de cette fosse.

Un examen rapide des compositions chimiques des différentes roches volcaniques de la base du Cambrien (voir tableau II hors texte) permet de reconnaître les deux groupements définis par l'étude pétrographique, et par leur répartition vis à vis de la fosse falémienne. Nous remarquons deux exceptions : l'échantillon 1349 qui est une andésite faisant partie du complexe acide du Niokolo-Koba semble au point de vue chimique proche du groupe basique des séries de la Falémé et des Bassaris. Au contraire, l'échantillon 397, qui fait partie de ce dernier groupe, offre beaucoup d'analogies avec les roches volcaniques acides.



VARIATION DES PARAMÈTRES DE NIGGLI
Volcanisme de la base du paléozoïque

FIG. 35

$$Y = \frac{CaO}{CaO + Na_2O + K_2O}$$

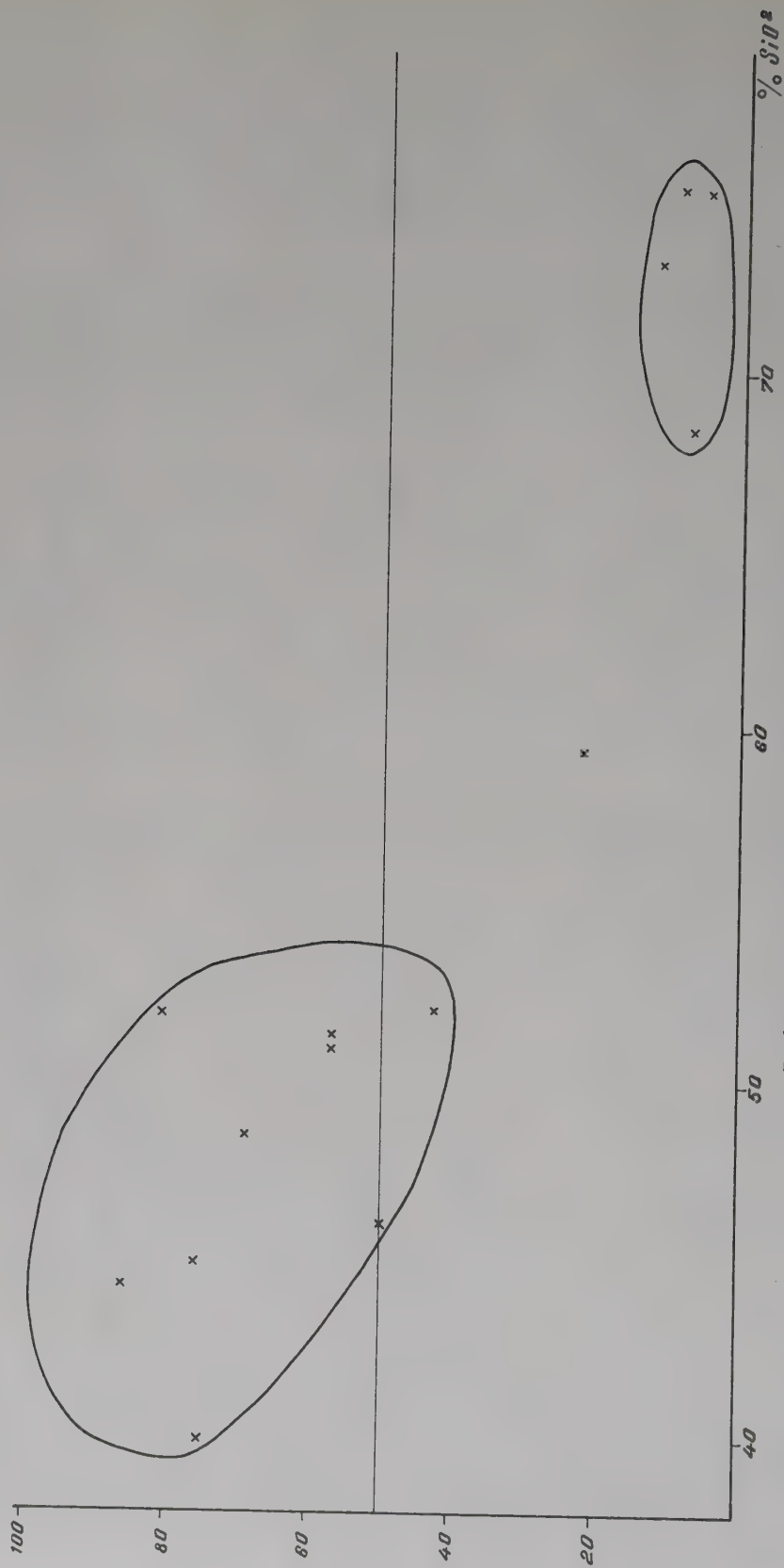


DIAGRAMME DE CALCO-ALCALINITE
Volcanisme de la base du paléozoïque

FIG 36

Nous avons essayé de représenter graphiquement les résultats des analyses chimiques : divers procédés ont été employés.

— Le classique diagramme de « différenciation magmatique » de NIGGLI a été construit : nous l'avons fait figurer pour mémoire (voir figure 35). En effet, bien que les courbes obtenues soient assez régulières, il semble que les analyses soient trop peu nombreuses pour que l'on puisse être sûr qu'il s'agit bien de courbes homogènes et non de fragments de courbes différentes raccordées arbitrairement.

— J. JUNG (1955) s'inspirant de M. A. PEAKOK a proposé de faire varier le rapport $\text{CaO} / (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ en fonction de la teneur en SiO_2 . De même que pour le diagramme de NIGGLI il semble que nos analyses ne soient pas assez nombreuses. Nous obtenons sur la figure 36 deux groupements dont la liaison est assurée par une seule analyse. Il est donc difficile de savoir si ces deux groupements font d'une ou de deux courbes.

— Les diagrammes établis suivant la méthode de J. JUNG et R. BROUSSE (1958) où l'on fait varier les trois paramètres :

$$R = \frac{K + Na}{K + Na + Ca} \times 100 \quad S = \frac{K}{K + Na} \times 100 \quad T = \frac{Fe''}{Fe'' + Mg} \times 100$$

ont été également construits; la figure 37 permet de comparer les groupements obtenus, d'une part avec les roches du Sénégal oriental, d'autre part avec les roches volcaniques des Monts Cascades (U.S.A.)

— Nous avons également utilisé le diagramme triangulaire Q L M préconisé par C. BURRI et P. NIGGLI (1945).

Le calcul des paramètres se fait à partir de la base de la roche. Cette base correspond à la composition centésimale de la roche calculée à partir des résultats de l'analyse chimique en fonction d'un certain nombre de groupements moléculaires réels ou théoriques représentés par symboles. Certains d'entre eux ont été groupés pour former les paramètres suivants :

Q = Q (Quartz)

L = Kp (Kaliophyllite) + Ne (Néphéline) + Cal (Aluminate de Ca) : il s'agit de l'ensemble des feldspaths et des feldspathoïdes.

M = Cs (orthosilicate de Ca) + Fa (Fayalite) + Fo (Forstérite) + Fs (Silicate de fer ferrique) + Ru (Rutile), etc. : Il s'agit de l'ensemble de base des éléments ferro-magnésiens.

Ces trois paramètres Q, L, M, peuvent être calculés directement à partir des paramètres de NIGGLI en utilisant les formules simplifiées suivantes :

Si $\text{alc} > \text{al}$:

$$Q = \text{si} - [100 - \frac{1}{2}(\text{fm} + \text{c})]$$

$$L = 6 \text{ al}$$

$$M = 3 (\text{alc} - \text{al} + \frac{3}{2}(\text{fm} + \text{c}))$$

Si $\text{al} \leq (\text{alc} + \text{c})$:

$$Q = \text{si} - (50 + 2 \text{alc} - \text{al})$$

$$L = 3 (\text{al} + \text{alc})$$

$$M = 3 (50 - \text{al})$$

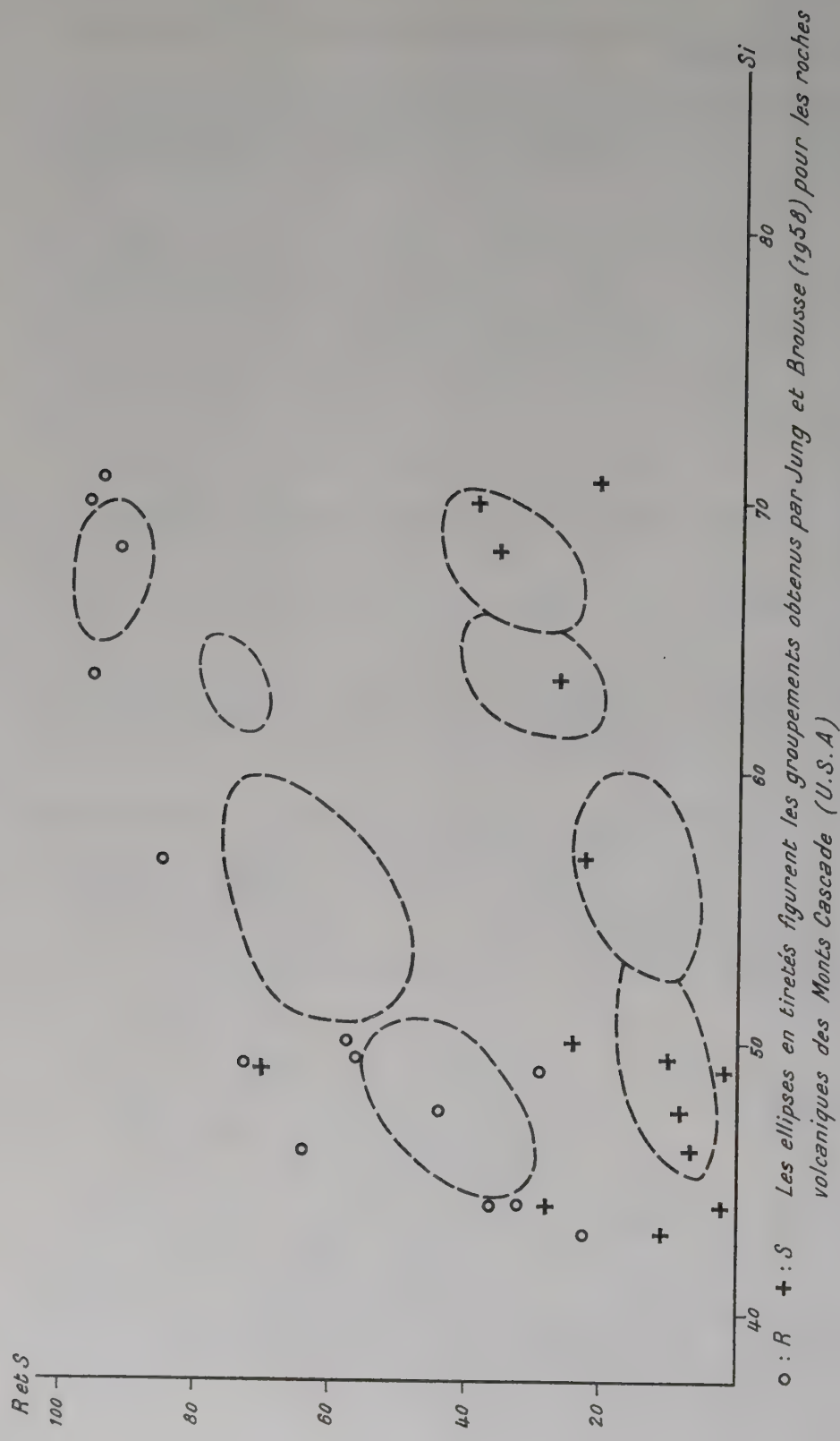
Si $(\text{alc} + \text{c}) < \text{al} \leq (\text{alc} + 2 \text{c} + \text{fm})$:

$$Q = \text{si} - (50 + 2 \text{alc} - \text{al})$$

$$L = 3 (2 \text{alc} + \text{c})$$

$$M = 3 [50 - (\text{alc} + \text{c})]$$

On ramène le total $Q + L + M$ à 100 en divisant les valeurs fournies par les formules exposées ci-dessus par la somme $100 + \text{si} + \text{al} + \text{alc}$.



DIAGRAMMES JUNG ET BROUSSE
Volcanisme de la base du Paléozoïque

FIG. 37

Le rapport sur un diagramme triangulaire est alors possible; sur ce diagramme on représentera la ligne P.F.; P est le point pour lequel $Q = 25$; $L = 0$; $M = 75$, il représente les pyroxènes, F est le point où $Q = 40$; $L = 60$; $M = 0$, il correspond aux feldspaths. La ligne P.F. est dite ligne de saturation car elle sépare les roches quartziques des roches non quartziques.

Nous avons appliqué cette méthode de représentation à nos roches : le diagramme obtenu permet de retrouver les deux groupes acide et basique (voir figure 38). Nous avons reporté la courbe enveloppe des points représentant des ophiolites (C. BURRI et P. NIGGLI 1945 p. 164); il semble que nos roches puissent être assimilées à cette famille.

Le diagramme K. Mg fait à partir des paramètres de NIGGLI fait également ressortir les deux groupes que nous allons étudier séparément.

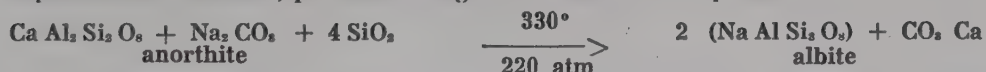
1° Le groupe basique

Sur le diagramme K. Mg les points représentatifs des roches de ce groupe sont concentrés le long de l'axe des Mg; ils occupent une zone tout à fait différente de celles occupées par les séries classiques (atlantique, pacifique ou méditerranéenne). J. M. PETERLONGO (1960) a construit un diagramme K. Mg avec les analyses d'une part des roches de la série spilitique de la Brévenne, d'autre part avec des spilites et albitophyres citées par TURNER et VERHOOGEN. Les groupements qu'il a obtenu coïncident de manière satisfaisante avec celui correspondant à notre groupe basique (voir figure 38).

Les analyses chimiques viennent donc confirmer ce que nous avaient suggéré les observations de terrain et l'étude pétrographique : *les roches basiques et neutres de la série de la Falémé et celles plus ou moins transformées de la série des Bassaris appartiennent bien au groupe des spilites.*

Nous évoquerons ici brièvement l'origine de ces roches au sujet de laquelle deux sortes d'hypothèses sont opposées :

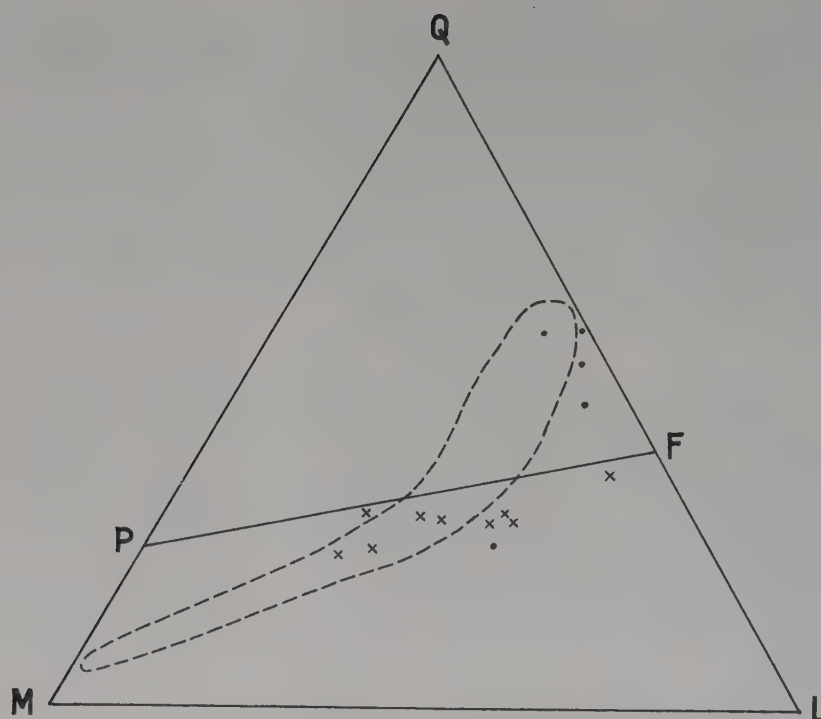
- a) Hypothèses les plus anciennes : il y aurait eu une « spilitisation » postérieure à l'épanchement des laves. Ce phénomène se serait produit soit, par suite des conditions de mise en place en milieu sous-marin (P. TERMIER, 1897-1898) soit par une métasomatose liée à une phase de métamorphisme (R. PERRIN et M. ROUBAULT, 1941). E. ESKOLA, V. VUARISTO, et R. RANKAMA (in Alsac 1962) auraient effectué la réaction expérimentale suivante, prouvant l'origine secondaire des spilites :



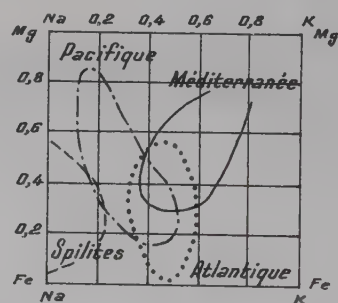
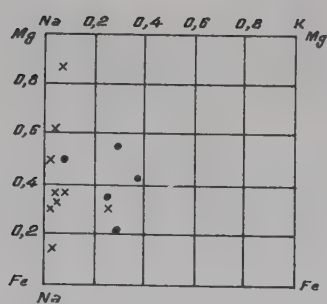
Cette réaction semble expliquer la présence de minéraux caractéristiques des spilites, en particulier celle d'albite et de calcite. Elle se heurte au fait suivant signalé par M. VUAGNAT (1956) : nos roches ne montrent aucune trace d'anciens cristaux d'anorthite ou d'un autre plagioclase basique; il semble bien que l'albite ne soit pas due à un phénomène postérieur à leur mise en place.

- b) Hypothèses récentes : M. VUAGNAT, C. G. AMSTUTZ (1957) estiment qu'il existe un magma spilitique cristallisant dans des conditions hydrothermales. J. L. TANE, dans une note récente (1961) a essayé de montrer qu'il y aurait eu « spilitisation » du magma avant son épanchement, dans un niveau assez profond : cet auteur estime que le magma en montant à la surface peut rencontrer de puissants niveaux aquifères qui le placent dans les conditions hydrothermales. Il se passe alors une sorte de différenciation : il y a enrichissement en soude et en chaux vers le haut, tandis que, vers le bas la potasse est concentrée. Pour J. L. TANE, les épanchements spilitiques passeraient en profondeur à des lamprophyres riches en potasse. Nous n'avons malheureusement pas les éléments qui nous permettraient de juger du bien fondé de l'hypothèse de J. L. TANE.

Pour nous résumer, nous pensons que les faits observés au Sénégal oriental semblent indiquer que les spilites de cette région résultent de la cristallisation en milieu hydrothermal (présence d'albite de basse température) d'un magma spécialement sodique au moment de son épanchement. Ce magma était riche en fumerolles et en émanations hydrothermales comme le prouve la présence dans les terrains encaissants de filonnets de quartz et d'albite et des lentilles de jaspes rouges à hématite.



La zone limitée par un tireté indique le groupement des points représentant les ophiolites des Dinarides (C. Burri et P. Niggli)



- Roches de la série de la Falémé et de la série des Bassaris
- x Roches de la série de Youkounkoun et de la série de Koulountou

VOLCANISME DE LA BASE DU PALÉOZOÏQUE

FIG. 38

2° Le groupe acide

Les différents diagrammes, et en particulier ceux faisant varier les paramètres R et S de J. JUNG et de R. BROUSSE montrent que les roches du groupe acide offrent beaucoup d'analogies avec celles de l'association calcoalcaline de type pacifique, encore nommée « basalt-andésite-rhyolite association » (F. TURNER et J. VERHOOGEN 1960). Les roches qui la caractérisent sont situées dans les grandes chaînes de montagnes de la Ceinture de Feu (Montagnes rocheuses, Andes, Nouvelle Zélande, Indonésie, Japon). Pour ces auteurs : « ces roches sont concentrées dans les secteurs continentaux de la surface terrestre et connaissent leurs développements les plus caractéristiques lorsque ces secteurs ont subi des mouvements orogéniques moyens ou forts ». Au point de vue genèse, l'opinion classique veut que les termes les plus acides (rhyolites, andésites) dérivent d'un magma basaltique par cristallisation fractionnée. F. TURNER envisage, au moins dans certains cas, que les termes acides peuvent être dus à une fusion différentielle des roches crustales.

Dans quelle mesure ces considérations théoriques s'appliquent-elles à nos roches acides ? Il semble que la position des roches volcaniques acides obéisse aux critères définis par F. TURNER et J. VERHOOGEN : elles se sont mises en place en bordure de la fosse falémienne, dans des zones qui, même si elles étaient immergées appartenaient au continent ou au craton. Nous savons en effet que :

— Le complexe de Déléki est situé sur les cassures marquant la bordure orientale de la fosse.

— Si la situation des complexes de Niokolo-Koba et de la Tominé est moins bien définie, il n'en reste pas moins que nous avons pu observer l'intrusion des roches acides qui les constituent dans des granites représentant un socle « cratonisé ».

La position de ces venues acides contraste singulièrement avec celle des venues basiques qui se sont mises en place dans l'axe de la fosse, région où, malgré une importante tectonique, aucun granite n'est connu.

La pétrogénèse de ces complexes acides s'est peut être effectuée par fusion différentielle de la croûte terrestre suivant l'hypothèse avancée par F. TURNER et J. VERHOOGEN. Il semble toutefois que, au moins dans le cas du complexe du Niokolo-Koba, la fusion ait été provoquée, non par enfouissement de la croûte, mais par montée de la couche basique : la géophysique (gravimétrie et aéromagnétisme) a démontré en effet que sous le complexe acide de cette zone, se situait une masse lourde et magnétique, probablement une roche très basique. Cette masse qui semble située à 3.000 mètres sous la surface actuelle est sans doute liée à des cassures profondes ayant rejoué à différentes époques, dont celle de la mise en place des roches acides. Les relations de cette masse basique avec le complexe acide peuvent s'expliquer de deux façons différentes : ou bien les dellénites et les andésites représentent les produits de la distillation fractionnée du magma basique ou, au contraire, ces roches sont le résultat de la fusion et de l'endomorphisme d'une roche crustale (en l'occurrence la base du granite de Niokolo-Koba) par la masse basique. L. GLANGEAUD (1943) a montré en effet qu'un granite pouvait fort bien être fondu par un magma basaltique. Cet auteur suppose que la refusion granitique peut être favorisée par l'accumulation, dans la partie supérieure de la masse basaltique, de matières volatiles : d'après l'expérience de GORANSON (in E. RAGUIN 1957), la présence de 7 % d'eau abaisse la température de fusion du granite de 1100 à 600° ; celle-ci serait donc inférieure au point de fusion d'un basalte, même pauvre en éléments volatils. La théorie de L. GLANGEAUD semble d'ailleurs avoir été vérifiée par des travaux récents portant sur la composition isotopique du potassium (R. LETOLLE, 1962).

Il semble que ce processus puisse être appliqué aux roches acides ou neutres du complexe du Niokolo-Koba. Nous avons groupé sur une diagramme triangulaire Q, Or, Pl (voir figure 31) les points représentatifs des granites et des roches du complexe acide : nous constatons que, à part le point correspondant à l'échantillon d'andésite n° 1349, les points sont bien groupés. L'andésite, au contraire est nettement à part ; elle paraît représenter le

magma basaltique légèrement modifié par endomorphisme, tandis que les rhyolites et les dellénites seraient les produits directs de la refusion du vieux granite.

B — Tectonique des séries postérieures au Birrimien

1° Introduction

Ce chapitre est consacré à la tectonique qui a affecté les séries post-birrimiennes du Sénégal oriental; bien que l'étude de chaque série ait comporté un paragraphe donnant les caractéristiques de sa tectonique, nous avons estimé que la structure si complexe du Sénégal oriental méritait d'être reprise de façon plus synthétique. Ce chapitre comportera deux grandes subdivisions : la première traitera de la structure, la seconde de l'âge des mouvements.

2° Etude structurale

Suivant les définitions exposées par C. E. WEGMANN (in H. et G. TERMIER, 1956) nous distinguerons des structures de plusieurs ordres :

- Le premier ordre concerne des séries ou des groupes de plis.
- Le deuxième ordre correspond à des unités telles que : plis, nappes, blocs faillés.
- Le troisième ordre concerne des structures ne dépassant pas quelques mètres ou quelques dizaines de mètres.
- Le quatrième ordre s'applique à la trame ou à la texture des roches.

D'après ce que nous avons déjà vu, les séries paléozoïques et du Précambrien supérieur (Infracambrien) de l'Est Sénégal, peuvent au point de vue structural, être divisées en deux zones : l'une plissée, l'autre non plissée.

a) Zone non plissée

Elle comprend la série de Ségou-Madina Kouta et la série de Mali (exception faite de sa bordure occidentale qui est plissée). Il s'agit de séries monoclinales formées par des couches empilées dont l'étude est rendue délicate en raison de leurs faibles pendages. La mesure précise de ceux-ci exigerait qu'elle soit effectuée sur des plans de stratification assez étendus pour qu'on puisse prendre leur orientation par des méthodes topographiques. Cette condition n'est que rarement réalisée car la surface topographique ne correspond pas généralement aux surfaces structurales mais à des surfaces d'érosion; de plus, les bancs repères sont peu nombreux. Notre étude sera donc assez imprécise.

Cette réserve étant faite, il n'en reste pas moins que nous avons pu mettre en évidence quelque particularités de la zone non plissée :

Structure de 1^{er} ordre

Chacune des deux séries forme une structure de premier ordre.

— La série de Ségou-Madina Kouta est affectée de pendages qui, pour leur majeure partie sont dirigés vers le Sud.Sud Est. De 5 à 7° pour les termes inférieurs, ils deviennent de plus en plus faibles en montant dans la série; les termes supérieurs sont sub-horizontaux. Il semble donc que nous soyons en présence d'un bassin ou plus précisément d'une synclise dont le centre était situé vers le Sud.Sud Est. Le fait que vers l'Ouest les pendages de la série prennent des directions S E, alors que vers l'Est ils ont tendance à être dirigés vers le Sud, suggère que, dans sa partie ouest, la bordure de la synclise s'infléchissait vers le Sud.

— La série de Mali présente des pendages encore plus faibles que ceux de la série précédente : la plupart du temps ils ne peuvent être mesurés de façon valable. De petites structures très fines, l'existence probable d'un paléorelief au moment de la transgression de la série, viennent encore compliquer le problème. Cependant, en observant les bancs repères, nous en sommes arrivé à conclure que la série de Mali s'enfonçait vers l'Ouest : le centre du bassin était donc situé dans cette direction.

La zone non plissée est donc composée de deux structures de premier ordre orientées de façon différente. Cet état de chose est matérialisé par une discordance cartographique.

β - Structure de 2° ordre

— *Plis* : On peut rattacher à une structure de 2° ordre une ondulation qui semble affecter la série de Ségou-Madina Kouta; on peut remarquer en effet qu'à ses deux extrémités, ouest et est, la base de la série se trouve à une altitude plus basse qu'elle ne l'est dans la zone de Ségou-Vélingara. Cet état de chose est d'autant plus curieux que c'est dans cette zone que les grès de base ont leur plus grande épaisseur. Nous pouvons imaginer que, postérieurement à son dépôt, un bombement de faible extension a affecté à la fois la série de Ségou-Madina Kouta et le socle, donnant ainsi un anticlinal très aplati dont l'axe, d'après le réseau hydrographique et le tracé de la falaise, serait N.N W

— *Cassures* : Deux séries de cassures, dont les directions varient l'une entre le N.NE et l'E. NE, l'autre autour de NW, affectent toute la zone non plissée. Sur la feuille Kéniéba au 1/200.000, on peut remarquer que certaines de celles à direction NE semblent avoir eu un rejet tel qu'elles ont pu influencer sur le tracé de la falaise bordière de la série.

Il semble que les autres fractures n'aient pas eu de rejet appréciable; par contre elles ont joué un rôle important en tant que lieu de passage des venues doléritiques.

γ - Structures de 3° ordre

Ce genre de structures a été observé dans la série de Mali en particulier dans les pélites de la falaise située au Sud de Nepin-Peuhi. De petits plis dont l'amplitude varie entre quelques mètres et quelques dizaines de centimètres ont déjà été signalés. A cet endroit ils semblent liés à la mise en place d'un important sill de dolérite qui forme le couronnement de la falaise. La progression de ce sill entre les couches de pélites a dû s'accompagner d'une contrainte horizontale provoquant le « froissement » de ces roches. D'autres petits plis ont été signalés entre Lagordé, Nepin Diaka et Sanigourou; ils peuvent être liés au même processus ou peuvent avoir été causés par des tassements différentiels.

Comme on pouvait d'ailleurs s'y attendre, la structure de la zone non plissée est fort simple : nous y avons distingué deux structures de premier ordre à orientation différente et séparées par une discordance. Aucune de ces deux structures ne semble correspondre à une tectogénèse : il s'agit simplement de bassins ou de synclises dont la tranquillité structurale a été parfois rompue, très rarement et très localement d'ailleurs, soit par des cassures de deuxième ordre, soit par des plis de troisième ordre.

b) Zone plissée

Elle correspond, pour sa majeure partie, aux séries intermédiaires plissées (ou falémien-nes) des anciens auteurs; certaines zones épimétamorphiques étaient rattachées au Birrimien : nous avons vu que cet ensemble peut être considéré comme appartenant au Paléozoïque pour sa majeure partie.

L'existence de plissements dans les formations de cet âge est connue depuis longtemps (F. JACQUET, 1934; Th. MONOD, 1952; L. RENAUD, 1958, etc...), mais à part le premier auteur, on considérait généralement qu'il s'agissait de plissements locaux. Actuellement on considère qu'il s'agit d'une véritable chaîne plissée paléozoïque

Au Sénégal cette chaîne disparaît à l'Ouest sous le bassin secondaire-tertiaire. Vers l'Est elle repose directement sur le socle birrimien et ce n'est que dans l'extrême sud de la zone étudiée que l'on peut observer le passage entre zones plissées et non plissées. Nous avons décrit ce passage dans le chapitre consacré à la série de Mali; nous n'insisterons donc pas d'avantage sur les rapports entre les deux zones et passerons à l'étude structurale de cette zone plissée. Nous distinguerons encore plusieurs ordres de grandeur dans les structures.

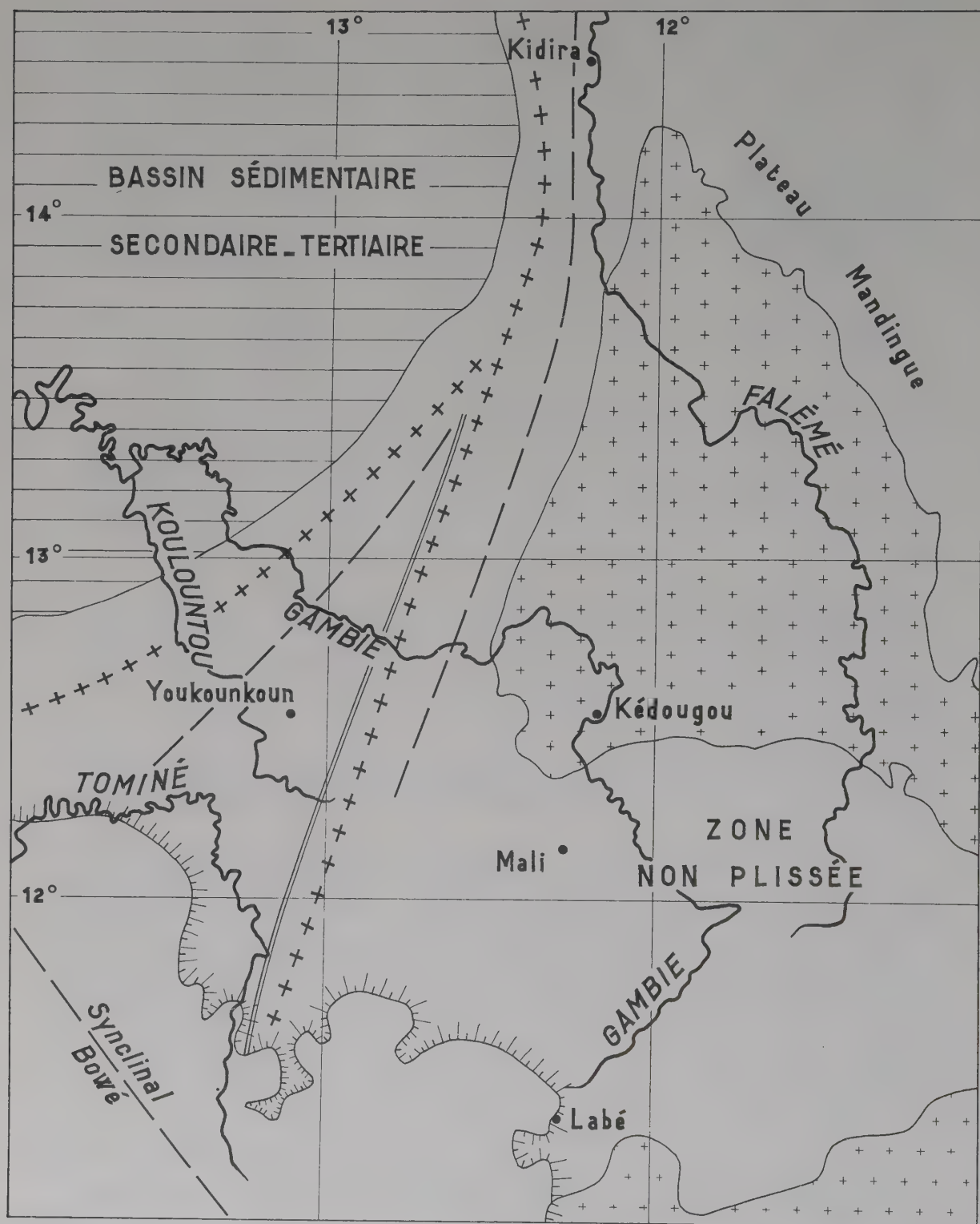
α - Structure de 1° ordre

1 — Structures souples (voir fig. 39)

A la hauteur de la Gambie une coupe d'Est en Ouest permet de traverser successivement :

Le synclinorium de la Falémé dont le centre est marqué par des grès feldspathiques rou-

RÉPARTITION DES STRUCTURES DE 1^{er} ORDRE



Echelle: 1/2.000.000

Le birrimien est figuré par des croix; le trait avec échardes indique la bordure des grès blancs de base du synclinal bowé.

FIG.39

ges formant soit une bande homogène, soit un alignement de petits massifs isolés. L'axe de cette structure se relève au Nord du parallèle 14° 10' et au Sud du parallèle 12° 20'; les grès rouges semblent en effet disparaître ou devenir très rares dans ces zones. Vers le S W de la feuille Kedougou au 1/200.000, il semble même que le synclinorium ne soit plus représenté et que l'on passe directement de la zone non plissée à l'anticlinorium des Bassaris. Remarquons d'ailleurs qu'un peu plus au Sud la zone plissée disparaît sous les grès blancs du synclinal bowé; elle reparait au Sud de la Guinée et en Sierra-Leone où elle prend le nom de série de la Rokell. D'après les géologues anglais, cette série formerait une structure synclinale : ce pourrait donc être le prolongement lointain du synclinorium de la Falémé. Vers le Nord, cette dernière structure se poursuit et, malgré quelques discontinuités, rejoint le synclinorium de Ksar el Barka étudié par J. DELPY (1958).

Le synclinorium de la Falémé est orienté N.NW et très déjeté vers l'Est, ce qui lui donne l'apparence d'une série monoclinale; la tectonique est plus violente à l'Ouest qu'à l'Est : nous reviendrons sur ce point lors de l'étude des structures de deuxième ordre.

L'anticlinorium des Bassaris correspond à la série du même nom et à la bordure ouest de la série de la Falémé.

Cette structure possède une orientation N.NE, donc concordante avec celle de la série de la Falémé; elle semble, pour sa majeure partie, déjetée vers l'Est, mais moins nettement que le synclinorium de la Falémé : les pendages sont souvent subverticaux et, sur la bordure ouest de la série, peuvent être dirigés vers le Sud Est. Vers le Nord l'anticlinorium des Bassaris se raccorde avec celui de la Koulountou : leur prolongement (qui correspond à la série de Bakel et au flanc ouest de la série de la Falémé) se poursuit en Mauritanie, c'est l'anticlinorium de Ledfotar (C. BENSE et J. DELPY, 1958). Au Sud l'anticlinorium des Bassaris disparaît sous les grès blancs du synclinal bowé.

Le synclinorium de Youkounkoun forme une vaste structure fermée vers le N E. Son axe est marqué par une série de synclinaux de grès blancs (Badiar, Dalaba, Banharé). Plus complexe dans le détail que les structures précédentes, on peut considérer de façon très générale que l'axe du synclinorium de Youkounkoun est NE-SW et qu'il s'enfonce vers le S W.

Vers le S W, les grès blancs du synclinal bowé (grès qui sont semblables à ceux du Badiar) recouvrent en le prenant en écharpe, le synclinorium de Youkounkoun.

L'anticlinorium de la Koulountou : il correspond à la série de la Koulountou et aux bordures ouest de la série de Youkounkoun et de celle de la Falémé : orienté NE-SW, il prend vers le Nord une direction N NE et se raccorde avec l'anticlinorium des Bassaris. Cette structure semble légèrement déjetée vers le S E.

Enfin, bien que situé beaucoup plus vers le S W, nous mentionnerons l'existence du *synclinal bowé* dont la bordure de grès blancs prend en écharpe la partie S E du synclinorium de Youkounkoun, l'anticlinorium des Bassaris, et, vers le Sud de la Guinée, le prolongement probable du synclinorium de la Falémé. Rappelons que ce synclinal bowé a une direction N W et que son centre est constitué par du Dévonien daté.

La géophysique nous a fourni des données précieuses sur ces grandes structures : il semble, en effet, que le socle y ait largement participé. Le fait qu'un large « panneau » granitique (probablement birrimien) affleure à la base de la série de Youkounkoun, nous l'avait ailleurs laissé prévoir. Nous avons pu, d'autre part, avoir la preuve que le socle avait subi de profondes cassures : il semble donc que l'effort tectonique fracturait le socle qui jouait sous forme de blocs rigides; la couverture paléozoïque s'adaptait à ces mouvements sans doute plus ou moins verticaux, en donnant des structures de style souple.

La mise en évidence de ces structures de premier ordre, l'étude de leurs directions, nous permettent dès maintenant de tirer quelques conclusions :

— Le dépôt des grès blancs qui forment la base du synclinal bowé, semble correspondre à une transgression marquant une forte discordance : nous avons vu, en effet, que ce synclinal recoupe deux sinon trois de nos structures de premier ordre.

— Le fait que vers son extrémité S W l'anticlinorium de la Koulountou prenne une direc-

tion E.NE se détachant nettement de la direction N.NE qui semble commune à toutes les structures au Nord du Sénégal oriental et en Mauritanie, peut être interprété de deux façons différentes : soit comme une virgation à extrémité libre de même nature que celle décrite par ARGAND (1924) en Perse, soit comme une adaptation à la poussée correspondant au synclinal bowé.

2 — Fractures

Nous pouvons considérer comme une fracture de premier ordre, le grand accident séparant les séries de Youkounkoun et des Bassaris. Rappelons que nous interprétons cette faille comme étant due d'une part à une poussée, d'autre part au réajustement entre la série de Youkounkoun dont l'axe plonge vers le S W et le groupe des séries des Bassaris et de la Falémé dont les axes se relèvent vers le Sud.

β - Structure de 2^e ordre :

Il s'agit de plis individualisés ou de blocs ayant une certaine unité, dont l'association aboutit à une structure de premier ordre.

1 — Structures souples

Bien que les failles jouent un rôle important dans les structures de premier ordre, il n'en reste pas moins que, d'une façon générale, celles-ci sont caractérisées par une tectonique souple. On peut en effet considérer chacune de ces grandes structures comme une ample ondulation ayant un profil sinusoïdal.

L'étude des plis élémentaires formant cette « sinusoïde » est rendue délicate, d'une part à cause de la rareté des affleurements dans la zone étudiée, d'autre part en raison du grand nombre de facteurs qui contrôlent l'amplitude des plis et la valeur des pendages : nous donnons ci-dessous des exemples de l'influence de quelques-uns de ces facteurs :

— Intensité de la tectonique : l'étude de la coupe de la Gambie à son extrémité est, nous a permis de constater que, dans un même niveau, l'amplitude des plis et la valeur des pendages augmentaient en allant vers l'Ouest.

— Niveau stratigraphique : la coupe du Kodal montre que les pélites du Cambrien (groupe moyen) ont des plis plus redressés et plusserrés que les grès du Cambrien (groupe supérieur) qui les surmontent, même lorsque ces deux niveaux sont situés dans une zone où l'intensité tectonique semble constante. Il peut s'agir de dysharmonie de plissements comme on en observe dans les plis concentriques.

— Compétence des roches : à la base de la série de Youkounkoun, aux environs de M'Pantié, les pélites et argilites de base présentent souvent des plissotements qui sont inconus dans les déllénites et les cinérites qui leur sont sous-jacentes.

L'interprétation de toute structure du deuxième ordre sera donc délicate puisqu'elle devra tenir compte de ces différents facteurs. Nous allons donner brièvement les caractéristiques des plis de deuxième ordre dans chacune des grandes structures.

— *Synclinorium de la Falémé* : la direction des structures de deuxième ordre est sensiblement parallèle à la direction générale du synclinorium. L'amplitude des plis est variable : sur la bordure orientale la largeur de chaque synclinal ou anticlinal élémentaire peut varier entre une centaine de mètres et un kilomètre. Dans les grès rouges du Cambrien (groupe supérieur) situés au centre du synclinorium, les photos aériennes montrent des structures dont la largeur varie entre 0,5 et 2 kilomètres pour des longueurs pouvant dépasser 5 kilomètres.

Sur le flanc ouest du synclinorium, aucune structure de deuxième ordre n'a pu être clairement mise en évidence, exception faite pour la coupe du Kodal où des plis ont été observés dans les pélites et schistes sériciteux ; la largeur de ces plis peut être inférieure à une centaine de mètres.

A la hauteur de la Gambie, le plan axial des plis est sensiblement vertical aux environs de Déléki ; en allant vers l'Ouest, il prend rapidement un pendage dirigé vers l'W.N W qui varie entre 35 et 60°. Au Nord il semble que le plan axial reste proche de la verticale : des syncli-

naux à flancs symétriques ont été observés dans les grès feldspathiques rouges du Cambrien (groupe supérieur). On remarque cependant que les pendages vers le N W sont les plus fréquents.

— *Anticlinorium des Bassaris* : Aucun pli de deuxième ordre n'a été défini de façon certaine dans cette structure, où l'apparition de la schistosité vient gêner les observations. Les grès quartzites du village d'Etiolo correspondent peut être à un synclinal pincé; les spilites qui, sur la rive droite du Diahrre, à la hauteur de la route Kédougou-Youkounkoun, forment un arc de cercle, soulignent-elle la fermeture d'un pli ? Nous n'avons pu nous en assurer. Nous avons toutefois (voir le paragraphe consacré à la tectonique de la série des Bassaris) que le plan axial des structures semble correspondre au plan de schistosité. D'après les pendages, l'anticlinorium des Bassaris aurait donc eu des structures de deuxième ordre déjetées vers l'Est à l'Est vers l'Ouest à l'Ouest : il aurait donc une structure en éventail, caractéristique des zones à forte compression.

— *Synclinorium de Youkounkoun* : Les structures de deuxième ordre constituant ce synclinorium sont délicates à interpréter. Il faut tout d'abord se garder d'appliquer à l'ensemble de la structure de premier ordre, les conclusions auxquelles on arrive en considérant les structures de deuxième ordre observées dans les grès blancs : nous avons vu au paragraphe précédent que la base de ceux-ci correspond à une discordance bien marquée puisque le synclinal bowé recoupe au S W le synclinorium de Youkounkoun. Nous étudierons donc séparément les structures des grès blancs et celles du reste de la série :

Les plis de deuxième ordre observés dans les grès blancs ont déjà été décrits lors de l'étude de la série de Youkounkoun : nous rappellerons brièvement leurs caractéristiques. Trois structures synclinales ont été observées (mis à part le synclinal bowé) ce sont celles du Badiar, de Dalaba et de Banharé. La première constitue un synclinal à flancs sensiblement symétriques dont les pendages ne dépassent pas 30° et oscillent le plus souvent autour de 10°. La seconde semble avoir, été à l'origine, une structure de même style mais moins étendue; un ou plusieurs accidents cassants ont fait disparaître son flanc sud. La dernière, le synclinal de Banharé, semble avoir été plus vigoureusement tectonisée : en fait il s'agit d'une structure complexe (d'un autre petit synclinorium) qui semble déjeté et couché vers le N W.

La tectonique ayant affecté les grès blancs semble donc avoir été de moins en moins intense en se dirigeant vers le S W. Ceci peut être rapproché du fait que dans cette direction l'anticlinorium de la Koulountou prend une direction de plus en plus orientée vers l'E NE. Nous avons émis au paragraphe précédent l'hypothèse qu'il pouvait s'agir d'une virgation du premier genre à extrémité libre : les observations faites sur les grès blancs viennent la renforcer.

Rappelons également qu'entre le synclinal du Badiar et la bordure NE du synclinal bowé, existe une zone anticlinale dont l'axe semble affecté par des failles; cette zone, malheureusement située en territoire guinéen, donc inaccessible actuellement, semble très intéressante puisqu'elle constitue le raccord entre une tectonique ayant donné des plissements d'axe NE et une autre orientée suivant l'axe N W.

Pour nous résumer, l'étude des structures souples de deuxième ordre constituées par les grès blancs (qui, rappelons-le sont du Gothlandien inférieur) nous amène aux conclusions suivantes :

- Au Nord du parallèle 12° 20 ces grès ont été plissés suivant une direction NE; la tectonique devient de plus en plus intense en montant vers le Nord.
- Au Sud, ces mêmes grès ont été plissés suivant une direction N W par une tectonique peu intense.

Un problème se pose : s'agit-il de deux tectoniques successives ? Nous verrons au chapitre consacré à la corrélation de nos séries avec celle des autres territoires de l'A.O.F., que le synclinal bowé ne semble pas affecté par des plis secondaire NE ou N.NE. Cela éliminerait donc la possibilité d'une tectonique N W suivie par une seconde de direction NE.

L'hypothèse inverse semble, elle aussi, assez improbable : il existe bien une série de fractures ou de virgations dans le tracé des contacts, ayant une direction N W, mais les faits observés ne sont pas suffisamment importants pour que l'on puisse estimer qu'au Nord du parallèle 12° 20 la tectonique à axe N W se soit fait sentir de façon nette.

Dans l'état actuel de nos connaissances, l'hypothèse la plus probable est donc que les tectoniques de direction NE et NW sont sensiblement contemporaines.

Dans les formations antérieures aux grès blancs, les plis de deuxième ordre ont été très rarement observés dans des conditions satisfaisantes : la plus grande partie de la série de Youkounkoun est constituée en effet par des grès rouges feldspathiques qui, étant très tendres, donnent de mauvais affleurements. Dans cette formation monotone, on n'a pu observer les structures ni sur le terrain, ni sur photos aériennes. Restent donc les pendages : leur interprétation le long de la coupe de la Gambie indiquerait qu'entre le point où cette rivière sort de la série des Bassaris et celui où elle quitte les grès rouges, ceux-ci formeraient trois synclinaux successifs séparés par des anticlinaux : la largeur moyenne de ces structures serait de l'ordre de 7 km. Il semble qu'en réalité la tectonique soit plus compliquée et qu'il existe des structures plus fines : au gué de Malapa, par exemple, les grès feldspathiques rouges forment des plissements dont certains ont une largeur inférieure à 10 mètres ; l'axe de ces plis plonge vers le S W en concordance avec le plongement général du synclinorium de Youkounkoun.

Au Sud de la Gambie, les pendages de ces grès sont toujours assez forts (40 à 90°) le long de la bordure N W du synclinorium et près de la faille qui sépare cette structure de l'anticlinorium des Bassaris. Au centre, au contraire, dans la région de Youkounkoun et de Koundara, les pendages ne dépassent pas 20° et semblent correspondre à une tectonique assez calme exception faite de la zone autour des rhyolites de la Tominé où des pendages de 50 à 80° ont été observés.

Il semble qu'il existe une différence de style structural très nette entre les grès blancs et le reste de la série.

La compétence plus grande de ces grès blancs, le fait qu'ils représentent un niveau supérieur, (dysharmonie de plissement), peuvent expliquer partiellement cette différence de style. Il est probable toutefois que, au moins sur la bordure N W, cette différence soit due au fait qu'il y ait eu deux tectoniques superposées : l'une antérieure au dépôt des grès blancs, l'autre postérieure. Rappelons en effet que si le synclinal bowé ne recoupe pas l'axe du synclinal marqué par les grès du Badiar et de Banharé, il prend en écharpe plus au Sud le synclinorium de Youkounkoun.

— *Anticlinorium de la Koulountou* : Deux structures caractéristiques peuvent s'observer aux environs du confluent de la Gambie et du Niokolo-Koba :

— La plus importante constitue un anticlinal dont le cœur est occupé par un môle granitique, sans doute birrimien. L'examen de la carte permet de constater que, sur le flanc sud de ce môle, les formations volcaniques et sédimentaires de la série de Youkounkoun ont « moulé » le noyau granitique. Les pendages sont relativement faibles et il ne semble pas qu'il y ait eu de décollement permettant la formation d'une tectonique de style couverture. Sur le flanc nord de ce môle, une faille pentée vers le N W sépare le granite des formations cambriennes. Il est remarquable de constater que les mylonites qui la jalonnent sont beaucoup plus développées dans le granite que dans les tufs ou les dellénites. La cassure que nous observons pourrait n'être que le rejeu relativement peu important d'un accident profond qui aurait fait remonter le bloc granitique.

— Un petit synclinal s'observe à la mare d'Oudiourou : il affecte les pélites et les tufs, sa largeur est d'environ 3 kilomètres. Vers l'Ouest il est limité par une faille pentée vers le N W.

Dans la zone métamorphique la mise en évidence des structures est difficile, le plus souvent impossible. Une analyse structurale fine pourrait seule permettre de résoudre la question ; il semble toutefois que les massifs d'orthogneiss ou de granite étiré observés au gué de

Damantan et autour de Massadala constituent le cœur de structures anticlinales analogues à celles décrites plus haut.

Vers le Nord, l'anticlinorium de la Koulountou après s'être rattaché à celui des Bassaris, se poursuit jusqu'aux environs de Bakel (après avoir passé à la hauteur du 14° parallèle sous le bassin sédimentaire). Dans cette zone, il contient de grandes bandes isoclinales de quartzites dont, malheureusement, nous n'avons pu déterminer avec certitude l'équivalent non métamorphique. Nous ne pouvons dire s'il s'agit de structures synclinales ou anticlinales.

D'une façon générale, l'anticlinorium de la Koulountou semble avoir, sur sa bordure est, des plis à plan axial subvertical ou légèrement penté vers le N W. En allant vers sa bordure N W le plan axial prend des pendages de plus en plus faibles, toujours en direction N W. A l'Ouest de Bakel, les pendages ne dépassent pas 30° : J. Bois (1961) a signalé des écaillages dans cette zone.

2 — *Fractures*

La plupart des failles inverses que nous avons signalées au cours de l'étude des séries, peuvent entrer dans cette catégorie de structures. Ces failles sont particulièrement abondantes dans les zones de passage entre métamorphique et non métamorphique; elle ont dû jouer de façon à accentuer le raccourcissement insuffisamment absorbé par la tectonique souple. On peut estimer que dans certaines zones, en particulier dans la série des Bassaris, dans celles de Bakel, de la Koulountou, et sur la bordure ouest de la série de la Falémé, il y a eu un véritable *écaillage*.

Nous classerons également dans les fractures de deuxième ordre la faille, dont l'extension a été décelée par l'aéromagnétisme, et qui met en contact, au Nord de Soukouta, la série de la Falémé avec le Birrimien.

Nous avons déjà signalé le système de fracture N W et ses liaisons avec la tectonique responsable du synclinal bowé, nous n'y reviendrons pas.

Υ — *Structures de troisième ordre :*

Il s'agit de structures de l'ordre du mètre; elles sont connues dans les termes inférieurs des séries de la Falémé et de Youkounkoun (voir photo 4, planche IX). Nous en avons également signalé une dans la série des Bassaris. Il s'agit de microstructures qui présentent l'intérêt de pouvoir être utilisées (BILLINGS, 1956) pour déterminer l'orientation du plan axial de structures d'ordre supérieur, et de mesurer le plongement de leur axe. Ces microstructures se forment dans les couches les plus incompetentes.

Les nombreuses diaclases observées dans toutes les séries peuvent être assimilées à des fractures de troisième ordre.

L'étude structurale de la zone plissée a donc permis de faire apparaître les points suivants :

- Les formations paléozoïques de style falémien ont subi de fortes compressions suivant une direction W.NW-E.SE auxquelles elles se sont adaptées en formant des systèmes complexes de plis et de failles inverses. La direction de ces structures est N.NE, toutefois au Sud du parallèle 13° 20 apparaît, à l'Ouest, une virgation orientée E.NE correspondant à la branche sud de l'anticlinorium de la Koulountou.
- D'après les données structurales et géophysiques, il ne fait pas de doute que le socle ait été impliqué dans cette tectonique. Autant que l'on puisse s'en rendre compte, il ne semble pas qu'en règle générale, il y ait eu de décollements importants entre la couverture paléozoïque et le socle : la tectonique serait donc restée de revêtement pour sa majeure partie. Cependant, le fait que le centre de la bordure orientale du synclinal de la Falémé soit déjeté, que l'anticlinorium des Bassaris ait une structure en éventail, peut indiquer que, dans certaines zones, la couverture s'est désolidarisée du socle : nous aurions donc localement des plis de couverture au sens d'ARGAND. La partie occidentale de la série de Bakel peut avoir également été affectée par une tectonique de style tangentiel.

3° Age des mouvements

L'étude structurale fait apparaître que le Paléozoïque a probablement été affecté par deux tectoniques différentes mais en grande partie superposées; l'une se serait effectuée avant le dépôt des grès blancs de la base du Gothlandien, l'autre après.

a) Tectonique la plus récente

Elle est connue en Mauritanie où elle a affecté le Paléozoïque jusqu'au Dévonien compris (Th. MONOD, 1952; J. DELPY, 1958; C. BENSE, 1958 et 1961; etc.). Pour ces deux derniers auteurs, il ne fait pas de doute que les plissements de style falémien sont post-ordoviciens probablement de la fin du Dévonien.

En Guinée, au Sud de la zone étudiée, cette tectonique est responsable de la formation du synclinal bowé : cette structure est peu marquée, les pendages y sont le plus souvent inférieurs à 10°. Le contraste est grand si on compare cette faible tectonique avec celle, beaucoup plus violente, qui a affecté le Dévonien en Mauritanie.

Il n'est pas exagéré de dire que si, à la fin du Dévonien, *le Paléozoïque de Mauritanie subissait de violents plissements, en Guinée la tectonique était calme*. Le Sénégal oriental apparaît comme une zone de transition entre ces deux domaines de tectoniques différentes.

b) Tectonique la plus ancienne

La tectonique anté-gothlandienne ne semble pas être connue en Mauritanie : C. BENSE, (1961) estime que les formations cambriennes sont en parfaite concordance avec le reste du Paléozoïque. Cet avis est partagé par J. DELPY; cet auteur semble toutefois admettre qu'au Gothlandien inférieur il y aurait eu quelques mouvements épirogéniques.

Au Sud, en Guinée et en Sierra-Leone (voir chapitre corrélations), il semble que les mouvements anté-gothlandiens aient été très violents; ils ont donné des plis dont le prolongement semble correspondre à l'anticlinorium des Bassaris et au synclinorium de la Falémé.

Là encore, le Sénégal a joué un rôle de transition mais cette fois, *entre une zone violemment plissée au Sud et une zone tectoniquement calme au Nord*.

L'existence de ces deux tectoniques semble vérifiée par des mesures d'âges effectuées sur des roches métamorphisées au cours des orogénies auxquelles les plissements étaient liés.

— La première tectonique se placerait entre 430 et 440 M.A.

— La seconde, autour de 350 M.A.

L'existence de deux tectoniques successives étant admise, on peut se demander quelles ont été les zones où chacune d'entre elles s'est exercée; nous ferons encore abstraction de celles ayant eu pour effet le synclinal bowé pour ne considérer que les forces tectoniques qui ont donné des structures orientées N.NE et E.NE.

— Au Nord de la jonction de la série des Bassaris et de celle de la Koulountou, les deux tectoniques semblent avoir joué suivant la même direction; elles sont donc *superposées*. Nous pouvons considérer que ce résultat est acquis, du moins à l'échelle où nous avons travaillé, une étude structurale détaillée pouvant faire apparaître des divergences de détail.

Au Sud, le problème est plus complexe : nous avons deux axes différents, l'un E.NE (série de la Koulountou), l'autre N.NE (séries des Bassaris et de la Falémé).

Il apparaît immédiatement que le premier de ces axes a joué lors de la tectonique post-dévonienne, puisque les axes des synclinaux de grès blancs sont alignés selon cette direction. Le deuxième axe, au contraire, ne semble pas avoir joué à ce moment là (au moins dans sa partie sud) puisqu'il est recoupé par le synclinal bowé post-dévonien. On remarque également certaines flexures dans le tracé de la faille qui sépare séries des Bassaris et de Youkounkoun, fait que l'on peut interpréter en admettant que cet accident a été déformé sous l'effet de la tectonique E.NE.

Faut-il en conclure que, au Sud du 13° parallèle, les deux tectoniques possèdent deux axes particuliers, la première N.NE, la seconde E.NE ? Nous ne le pensons pas : d'une part les pélites de la Koulountou (situées sur l'axe E.NE) ont subi un métamorphisme con-

temporain de la première tectonique, d'autre part, les accidents profonds qui ont contrôlé la mise en place du système éruptif acide de la base du Cambrien possédaient déjà une direction E.NE. Nous estimons donc que la tectonique anté-gothlandienne s'exerçait déjà suivant les deux directions E.NE et N.NE et qu'un « synclinorium de Youkounkoun » existait déjà à la suite de cette tectonique. La deuxième tectonique (post-dévonienne) aurait eu une direction ENE au Sud et s'infléchissait vers le N.NE au Nord du 13° parallèle.

4° Conclusions

La tectonique des séries postérieures au Birrimien, est complexe : nous avons pu, au cours des pages qui précèdent, montrer que deux grandes phases de plissements avaient eu lieu. Elles se sont exercées dans la plupart des cas, suivant des directions parallèles; nous n'avons que très grossièrement pu en définir les caractéristiques; beaucoup de choses restent à faire dans le domaine tectonique : il semble en particulier que les deux phases de plissements dont nous venons de parler ne soient pas les seules. Les mesures d'âge absolu suggèrent qu'autour de 650 M.A. une orogénie a eu lieu qui, dans la zone de style falémien, aurait fait disparaître le Précambrien supérieur (Infracambrien). Nous avons vu d'autre part, que le dépôt des grès feldspathiques rouges avait probablement été précédé par la formation de cordillères; nous n'avons pu mettre en évidence cette phase tectonique.

D'une façon générale la zone « de style falémien » semble avoir constitué une zone de faiblesse de l'écorce terrestre et avoir joué fréquemment.

C — Les faciès métamorphiques du Paléozoïque

1° Introduction

Nous avons montré au cours de description des séries, que les formations paléozoïques pouvaient localement avoir été affectées par un métamorphisme léger ne dépassant pas généralement la zone des schistes sériciteux. Le fait que ce métamorphisme apparaisse dans les zones où plis et fractures sont les plus intenses, et que nous ayons observé de nombreux exemples de l'obliquité de la schistosité cristallophylienne sur l'ancienne stratification, semble indiquer que ce métamorphisme est lié à la tectonique dont il serait contemporain. Il ne s'agit donc pas (au moins pour la majeure partie de nos zones métamorphiques) du métamorphisme régional classique, où il est admis que la recristallisation a précédé le plissement.

Nous allons essayer de donner très rapidement, une idée des causes de l'apparition de ce métamorphisme, nous aborderons ensuite le problème de l'époque où il s'est formé.

2° Apparition du métamorphisme

Mis à part les schistes et quartzites à muscovite observés à l'Ouest de Bakel, le métamorphisme des séries paléozoïques est très faible. Le passage avec les zones non métamorphiques semble s'effectuer de façon progressive; nous avons essayé de définir le seuil de ce métamorphisme. Sur le terrain, et dans une formation homogène, ce seuil peut être défini à quelques centaines de mètres près : il correspond à l'apparition d'une schistosité dont les plans sont lisses ou luisants, indiquant ainsi que les minéraux phylliteux ont recristallisé parallèlement à la schistosité et qu'il ne s'agit pas seulement d'une schistosité de cli-vage.

Au microscope, la définition du seuil de métamorphisme est rendue délicate par l'existence de la diagénèse qui peut avoir été assez intense pour provoquer la recristallisation de quartz, chlorite, séricite et même, exceptionnellement, de plagioclase. Tous ces minéraux de néoformation ne sont que peu orientés; l'orientation de chaque minéral néoformé semble

assez fréquemment contrôlée par l'épîtaxis. D'après un article paru dans le traité sur les roches sédimentaires de M. STRAKOV (1957), l'apparition de ces quatre derniers minéraux indique qu'ils se sont formés dans des zones relativement profondes. Ces auteurs russes ont réussi à déterminer, dans une série épaisse de 13.000 mètres, quatre zones à association caractéristique de minéraux diagénétiques. Nous n'essaierons pas d'appliquer cette zonéographie aux formations que nous avons étudiées, d'une part cela impliquerait une étude pétrographique dépassant le cadre de ce travail, d'autre part nous avons cru remarquer que l'intensité de la diagénèse pouvait varier, non seulement en fonction de la profondeur, mais aussi en fonction de la nature de la roche. Contrairement à ce que l'on pourrait penser, ce ne sont pas les roches argileuses qui montrent les processus diagénétiques les plus évolués, mais les grès rouges. Peut-être faut-il voir là l'influence des solutions, circulant plus facilement dans un matériel plus grossier et plus hétérogène, permettant ainsi les échanges chimiques. Les phénomènes de tension du métamorphisme seraient au contraire nécessaires à la recristallisation d'une argilite compacte (1).

N. OULIANOFF (1958) dans une étude sur les rapports de la tectonique avec le métamorphisme note :

« La reprise de l'activité chimique ne peut se produire que dans le cas où les solutions sont remises en mouvement, ce qui les mettra en contact avec les sédiments d'une autre composition chimique. Grâce aux différences mêmes très faibles de pH ainsi réalisées, des réactions sont engendrées qui aboutissent à la formation de nouveaux minéraux. »

Cette remarque nous permet de comprendre que les argilites homogènes aient une diagénèse moins développée que celle se produisant dans les grès rouges.

La présence de ces formations diagénétiques ne provoque pourtant pas de changement notable dans l'aspect macroscopique de la roche; nous ne pouvons donc les considérer comme indiquant le seuil du métamorphisme. Nous avons considéré que celui-ci apparaissait lorsqu'il y avait *recristallisation orientée*.

L'observation de ce phénomène au microscope coïncide généralement sur le terrain avec l'apparition de la schistosité, tout en pouvant dans le cas de roches homogènes et compactes, la précéder légèrement.

3° Mécanisme de la recristallisation orientée

Dans le métamorphisme régional classique, on admet que l'orientation de la recristallisation est due au fait qu'elle s'effectue dans des roches profondes et non plissées où règnent une compression verticale et une tension horizontale.

Dans les zones de plissement, au contraire, la compression est horizontale, la tension verticale dans les zones peu profondes (type alpin), horizontale dans les zones profondes (schlingen tectonic). La zone plissée du Paléozoïque sénégalais est de type alpin : les tensions sont verticales ou, plus exactement, dirigées dans le plan axial des plissements. Nous pouvons supposer que cette tension a orienté la cristallisation des minéraux qui, nous venons de le voir, se formaient déjà par diagénèse. Le métamorphisme serait donc nettement lié à la tectonique, J. J. ESPIRAT (1963) a décrit un phénomène analogue en Nouvelle Calédonie.

Il est logique de penser que cette tension a non seulement orienté, mais également accéléré les cristallisations : A. HARKER (1960) dans son étude sur le dynamo-métamorphisme, donne de nombreux exemples de l'influence de la tension sur les réactions chimiques.

Ce mécanisme de métamorphisme semble pouvoir s'appliquer de façon satisfaisante à la partie des roches paléozoïques épimétamorphiques où la schistosité possède un pendage fort et où elle est oblique sur la stratification et concordante avec les plans axiaux des plissements.

(1) A ce sujet, notons que nous avons essayé de suivre la progression du métamorphisme dans les roches argileuses en utilisant les diagrammes de rayons X; cet essai s'est soldé par un échec, car les argiles de nos séries sont la plupart du temps des illites qui ne peuvent se différencier aux rayons X de la sérécite.

Dans la région à l'Ouest de Bakel, au contraire, où apparaissent des faciès plus métamorphiques (schistes et quartzites à muscovite, exceptionnellement à biotite) et où l'on note en même temps une forte diminution des pendages, il est possible qu'il s'agisse d'un métamorphisme soit syntectonique mais lié à une « schlingen tectonic », soit classique; signalons qu'en Mauritanie, dans la chaîne Oua-Oua de M'Bout, nous avons observé avec J. DELPY (1961) un affleurement où la schistosité cristallophyllienne à faible pendage recoupait la stratification : cette observation suggère qu'il s'agit encore d'un métamorphisme syntectonique.

4° Problème de l'âge du métamorphisme

Dans le chapitre tectonique, nous avons montré comment des observations structurales et stratigraphiques nous conduisaient à admettre l'existence de deux tectoniques, l'une anté-gothlandienne, l'autre post-dévonienne. Des mesures d'âges ont été effectuées :

La fraction « chlorite, séricite inférieure à 4 μ » d'une pélite de la série de Youkounkoun située dans la zone d'apparition du métamorphisme a donné un âge de 433 M.A.

Des muscovites provenant d'un micaschiste prélevé à l'Ouest de Bakel ont donné un âge de 358 M.A. La muscovite d'un micaschiste à biotite et muscovite provenant de Thiagnaf a donné un âge de 357 M.A. alors que la biotite était datée de 206 M.A.

Comme nous l'avons noté au chapitre précédent, les âges de 440 et 355 M.A. coïncident parfaitement avec les deux tectoniques que nous avons mises en évidence; il paraît toutefois assez surprenant que le métamorphisme le plus récent n'ait pas effacé le plus ancien puisque les deux tectoniques auxquelles ils semblent liés sont en grande partie superposées.

Nous pouvons remarquer à ce sujet que l'âge du métamorphisme anté-gothlandien a été déterminé sur une roche peu métamorphique à la schistosité très redressée. L'âge du métamorphisme post-dévonien a été mesuré au contraire sur des micaschistes bien cristallisés à pendage assez faible (10 à 30°).

Devons-nous conclure de cette remarque que les deux phases de métamorphisme ont eu des caractéristiques et des zones d'application différentes ?

La première anté-gothlandienne se serait exercée sur l'emplacement des séries des Basaris, de la Koulountou et de la partie orientale de la série de Bakel. Il s'agirait d'un métamorphisme léger, syntectonique aux plans de schistosité redressés.

La deuxième, post-dévonienne, serait apparu seulement dans la partie occidentale de la série de Bakel; elle serait caractérisée par une intensité plus forte et un plan de schistosité peu incliné sur l'horizontale.

Il est possible que le deuxième métamorphisme ait effacé les traces du premier en supposant que celui-ci s'étendait plus à l'Ouest. Rappelons à ce sujet que J. Bois (1961 p. 16) décrit une lame mince taillée dans un schiste prélevé entre Bordé et Diabal (c'est-à-dire dans une zone de transition entre faciès à muscovite et faciès à séricite) où la séricite est répartie suivant deux orientations différentes formant ainsi une double schistosité à l'échelle de la lame mince. Peut-être s'agit-il de l'effet combiné des deux métamorphismes.

Bien que cette hypothèse soit assez séduisante et donne une explication satisfaisante des observations de terrain et des mesures d'âges, nous estimons que nos arguments ne sont pas suffisants pour qu'elle ne puisse être considérée comme autre chose qu'une hypothèse de travail : le problème reste donc posé; il pourra être certainement résolu en multipliant les mesures d'âges et en effectuant une étude détaillée à la fois structurale et pétrographique dans la région de Bakel.

Pour finir, nous évoquerons brièvement la question de l'âge de 206 M.A. trouvé pour la biotite du micaschiste de Thiagnaf. Il semble paradoxal que, dans une même roche, la biotite, minéral de métamorphisme plus intense que la muscovite, ait un âge plus récent que celle-ci. En réalité, d'après les spécialistes la biotite semble réagir plus facilement que la muscovite à un métamorphisme de faible intensité, sans doute parce que son réseau cristallin est plus perméable aux solutions ioniques, en particulier à celles contenant du stron-

tium radiogénique. Il semble donc qu'autour de 200 M.A. ait eu lieu, dans la région de Thiagnaff, un métamorphisme de très faible intensité mais assez puissant pour que l'âge de la biotite soit modifié. Ce métamorphisme est-il lié à une phase orogénique tardive du Paléozoïque ? M. BONHOMME (1962) a souligné que des phases de métamorphisme carbonifère et permo-triasique (330, 230 et 180 M.A.) s'observent en Mauritanie, au Niger et au Dahomey.

Nous ne pouvons élaborer d'hypothèse sur cette mesure d'âge qui a néanmoins le mérite de souligner la complexité de cette zone.

XII — CORRELATIONS AVEC LES FORMATIONS EQUIVALENTES DE L'AFRIQUE DE L'OUEST

A — Introduction

Ce chapitre nous permettra de replacer les séries paléozoïques et du Précambrien supérieur (Infracambrien) du Sénégal oriental, dans le cadre général de l'Afrique de l'Ouest : les corrélations avec les régions situées au Nord et au Nord Est du Sénégal seront d'abord étudiées, nous passerons ensuite à celles du Sud et du Sud Est.

B — Corrélations avec les régions situées au Nord et au Nord Est du Sénégal

1° Zone mauritanienne étudiée par L. Renaud (1958)

L. RENAUD a étudié les formations plissées et localement métamorphiques situées entre la falaise des grès blancs « ordoviciens » à l'Est et le « golfe » tertiaire de Mauritanie à l'Ouest. Vers le Nord son étude s'arrête à la hauteur d'Akjoujt, vers le Sud elle se poursuit au Sénégal jusqu'à la hauteur du 14° parallèle.(1)

Sur le plan cartographique nous n'avons donc eu aucune difficulté pour corréler nos travaux avec ceux de cet auteur puisque les zones que nous avons étudiées comportent une partie commune : les séries de Bakel et de la Falémé.

La série de Bakel, plissée et métamorphisée, se poursuit vers le Nord où elle passe à la série de M'Bout-Mogta l'Ajar, puis à la série d'Akjoujt.

La série de la Falémé est prolongée dans cette direction par les séries de Ledfotar, les formations de Tamassoumit et la série de Mchlié.

Les caractéristiques pétrographiques et tectoniques étant sensiblement les mêmes que celles observées au Sénégal oriental, il est inutile de s'étendre davantage sur ce sujet. Si au point de vue cartographique et descriptif, nous n'avons eu aucune difficulté à raccorder nos travaux à ceux de L. RENAUD, nos interprétations par contre diffèrent en plusieurs points de celles de cet auteur.

La zone qu'il a étudiée ne permettant pas d'observer le contact de la série de la Falémé avec le socle, il s'est appuyé sur des considérations sédimentologiques pour placer les grès du Boundou (équivalent de nos grès rouges feldspathiques) à la base de la série. Les grès, par

(1) Rappelons que la zone sénégalaise a été de nouveau étudiée par J. Bois (1961) au cours d'une campagne de prospection.

affinement progressif de la sédimentation, seraient passés aux schistes de la Falémé puis aux jaspes. Au Sénégal oriental, au contraire, nous avons pu observer le contact de la série avec le socle, ce qui nous permet de replacer les grès au sommet de la série qui débute (au moins sur sa bordure orientale) par une tillite. L'impossibilité d'observer cette formation n'a pas permis à cet auteur de faire la corrélation avec la série primaire; il classe donc la série de la Falémé dans le Précambrien supérieur.

L. RENAUD (1958, p. 79) signale la convergence de faciès qui existe dans leur zone de contact entre les séries de la Falémé et de Bakel : « même dans les zones où les affleurements sont parfaitement dégagés, il est impossible de fixer la limite des deux séries alors que les faciès extrêmes se distinguent sans difficulté ». L'auteur décrit également la recristallisation et l'orientation des grès de la série de la Falémé en se rapprochant de la série de Bakel. Il envisage alors l'hypothèse que les deux séries ne forment qu'un seul cycle sédimentaire métamorphique et modérément plissé à l'Ouest (tectonique profonde de géosynclinal) non métamorphique et plus plissé à l'Est (tectonique cassante de surface).

A la suite d'observations photogéologiques, il abandonne cette hypothèse en faveur d'un déversement avec début de charriage amenant les terrains métamorphiques de la série de Bakel sur ceux de la série de la Falémé; la convergence des faciès serait due au laminage de la zone de contact entre les deux séries, qui se serait accompagné de rétro-morphose postérieure au métamorphisme général. L'hypothèse de charriage a d'ailleurs été reprise pour la région d'Akjoujt par F. TESSIER, R. DARS et J. SOUGY (1961). L. RENAUD en conclut que série de Bakel-Akjoujt et série de la Falémé sont deux entités différentes l'une à rattacher au Birrimien (Précambrien moyen), l'autre au Falémien (Précambrien supérieur).

Notre interprétation est toute différente puisque nous pensons, conformément d'ailleurs à la première hypothèse de cet auteur, que la série de Bakel (pro parte) et la série de la Falémé ne sont que deux faciès différents du même ensemble sédimentaire paléozoïque. Nous ne reprendrons pas ici tous les arguments en faveur du passage continu métamorphique, non métamorphique; rappelons cependant :

— Que l'hypothèse charriage n'est pas valable au Sénégal où le passage se fait dans les zones où la schistosité est très redressée.

— Que l'hypothèse d'une rétro-morphose simulant l'apparition progressive d'un métamorphisme ne peut s'appliquer puisque l'âge apparent des faciès peu métamorphiques (donc en principe rétro-morphosés) est plus ancien que celui des zones nettement métamorphiques.

Il est possible naturellement que les arguments dont nous nous servons au Sénégal ne soient pas valables en Mauritanie; il serait intéressant à ce sujet, de mesurer l'âge du ou des métamorphismes ayant affecté la série de Bakel-Akjoujt. Rappelons qu'au Sénégal le passage métamorphique-non métamorphique a été observé dans une zone où il s'agissait du métamorphisme le plus ancien à schistosité redressée; il est possible que le contact entre les terrains ayant subi le deuxième métamorphisme, et les terrains non métamorphiques ne se fasse pas selon le même processus.

Signalons enfin que dans la région au Nord de Sélibaby, G. Rocci (1963) a pu démontrer que les granites du Guidimaka étaient des granites du socle birrimien ayant subi une « rétro-morphose dynamique » sur lesquels la série de M'Bout repose en discordance quelquefois tectonique. Cet auteur a montré également que vers la base de la série de M'Bout existaient localement des leptynites pouvant représenter d'anciennes roches acides effusives ou pyroclastiques. Cette observation suggère que la série de M'Bout correspond à une série analogue en partie à nos séries de la Falémé ou de Youkounkoun qui, nous l'avons vu, peuvent débiter par des manifestations volcaniques acides.

2° Zone mauritano-malienne étudiée par C. Bense

Au N E du Sénégal oriental, une vaste région qui comprend l'extrémité N W du plateau mandingue, les massifs montagneux de l'Assaba et de l'Affolé, la plaine de Kiffa, a été étudiée par C. BENSE, qui en a donné une description précise et minutieuse dans sa thèse (1961). Les formations de cette région ne sont pas plissées sauf sur leur bordure ouest.

L'étude de la zone non plissée a permis à l'auteur d'établir une stratigraphie que l'on trouvera sur le tableau IV à côté de celle que l'on peut tirer de l'étude des séries du Sénégal Oriental.

Les corrélations sont faciles à faire entre les deux séries : la tillite fournit un bon niveau repère. On remarque l'absence de manifestations volcaniques dans la zone étudiée par C. BENSE. Cet auteur signale cependant que les grauwackes cambriennes contiennent des micro galets de roches volcaniques; elles pourraient être des témoins d'éruptions lointaines.

Vers l'Ouest, des plissements apparaissent et deviennent de plus en plus forts : on passe aux formations falémiennes étudiées par L. RENAUD. C. BENSE a étudié le passage entre les formations plissées et horizontales; des arguments d'ordre structural et stratigraphique lui ont permis de considérer que le « Falémien » était en réalité du Paléozoïque plissé. Dans la région de Sélibaby il décrit le passage entre le Falémien et la série de Bakel-Akjoujt.

Le tableau ci-dessous tiré de sa thèse résume ses observations :

OUEST		EST
Style birrimien	Style falémien	Primaire
Séries métamorphiques et plissées	Séries non métamorphiques plissées	Séries peu ou pas plissées non métamorphiques
		
Sens de l'augmentation de l'intensité du métamorphisme et de la tectonique		

Les conclusions de C. BENSE sont analogues à celles que nous avons pu tirer de l'étude du Paléozoïque sénégalais. Signalons cependant qu'en plus de l'absence du volcanisme il existe une différence notable avec nos séries : il ne semble pas y avoir de discordance entre le sommet du Cambrien et le reste de la série.

3° Mauritanie centrale, Sahara occidental, Maroc

Les corrélations esquissées dans ce paragraphe sont beaucoup plus hypothétiques puisque ces régions sont fort éloignées du Sénégal; nous étudierons cette question d'autant plus rapidement qu'elle est traitée en détail dans deux ouvrages récents : J. SOUGY (1961) et C. BENSE (1961).

— *Tagant* : Cette région ainsi que la bordure orientale de l'Adrar ont été cartographiées par J. DELPY (1958, 1959, 1963). Elle constitue le prolongement vers le Nord, de la zone de l'Assaba étudiée par C. BENSE; la stratigraphie y est identique pour le Cambro-Ordovicien, mais semble plus complète vers le sommet puisqu'elle contient du Gothlandien (schistes et grès) et du Dévonien (grès) datés.

Au point de vue tectonique on retrouve la même disposition qu'au Sud : le Paléozoïque se plisse en allant vers l'Ouest. J. DELPY s'est attaché à étudier de façon extrêmement minutieuse cette tectonique : étendant son étude vers l'Ouest dans la région étudiée par L. RENAUD, il arrive à la conclusion que le « Falémien » représente du Cambro-Dévonien plissé, dont la série de Bakel-Akjoujt serait l'équivalent métamorphisé. Les conclusions de cet auteur sont donc analogues à celles de C. BENSE et aux nôtres.

— *Adrar* : Th. MONOD (1952) a donné une description détaillée de la géologie des plateaux de l'Adrar. Cet auteur a distingué 28 niveaux stratigraphiques entre le socle et le sommet de la série; il oppose le complexe de base (niveaux 1 à 19) attribué au Cambrien, à l'ensemble schisto-gréseux des grès Dhar (niveaux 20 à 25). Les niveaux 20 à 23 seraient de l'Ordovicien, 24 et 25 du Gothlandien daté; le Dévonien également daté est représenté par les niveaux 26 à 28. Des travaux récents ont légèrement modifié sinon la stratigraphie, du moins l'interprétation; c'est ainsi que le niveau 13 (série de J. BELIAT), constitué en particulier par des argiles à blocs, a été assimilé au niveau de tillite de la base du Cambrien : il semble d'ailleurs que cette série corresponde à une discordance cartographi-

TABLEAU IV

*Stratigraphie établie par C. BENSE**Stratigraphie établie au Sénégal oriental*

Grès tabulaires du Tagant Grès tabulaires de l'Assaba	Ordovicien ou base du Gothlandien	Grès blancs Badiar-Banharé Syncinal bowé	Discordance
Grès mauves à tigillites à stratifications entrecroisées. Pérites et grès fins mauves et verts Dolomies du niveau supérieur Grès à patine chamois (grauwackes) Formation de Bouly (pérites, phanites et jaspes) Dolomies niveau inférieur Tillite	Cambrien	Grès rouges feldspathiques Pérites avec intercalations de cinérites siliceuses et grauwackes Siliceux à faciès jaspes Dolomies calcaires Tillite Formations volcano-sédimentaires pouvant se trouver à la base ou remplacer les pérites	Discordance
Grès quartzites Schistes papyracés Grès à stratifications entrecroisées Psammites Grès conglomératiques Dolomies à stromatolithes Grès à glauconie Grès à tigillites Grès variés Grès conglomératiques	Précambrien supérieur (Infracambrien)	Pérites plus ou moins calcaires Grès quartzites Pérites Grès Localement argiles et calcaires oolithiques	Discordance Socle

que nette. Les niveaux 1 à 11 seraient donc du Précambrien supérieur (Infracambrien), 12 à 19 cambriens. Malgré ces petites retouches, la série stratigraphique définie par Th. MONOD reste l'élément de référence le plus complet pour l'étude de la Mauritanie.

— *Extrémité nord ouest du bassin de Taoudenni* : J. R. VILLEMUR (1960) a donné récemment une synthèse des travaux qu'il a effectués dans cette région; sa série stratigraphique a été reportée dans le tableau synthétique à la fin de ce chapitre. La présence de la tillite surmontée par un complexe pélitique et par des grès argileux attribués au Cambrien, le Silurien gréseux, permettent avec une probabilité suffisante, de faire les corrélations avec les formations du Sénégal Oriental.

— *Bordure nord du plateau de l'Adrar* : G. ROCCI (1955) y a retrouvé les niveaux C1 à C6 de la série établie plus au Sud par Th. MONOD. Il s'agirait donc de Précambrien supérieur (Infracambrien).

— *Zemmour Noir* : J. SOUGY (1961) a fait une étude détaillée de cette région; il montre en particulier qu'il existe une importante discordance de ravinement entre l'Ordovicien et le Cambrien. Notons que ce Cambrien du Zemmour est fossilifère, ce qui le différencie du reste de l'Afrique Occidentale où aucun fossile de cette époque n'est connu, et le rapproche ainsi du Cambrien marocain. J. SOUGY a d'ailleurs établi les corrélations entre les formations qu'il a étudiées et celles de l'Anti-Atlas.

— *Enfin, nous signalerons qu'au Maroc* d'importantes manifestations volcaniques sont connues à la base du Cambrien : bien qu'attribuées au Précambrien IV par G. CHOUVERT, (in C.N.R.S. 1958), nous mentionnerons tout d'abord les puissantes séries de rhyolites et de dacites qui ne sont que très légèrement discordantes sous le Cambrien daté. L'Adoudounien parfaitement concordant avec le Cambrien, contient également des rhyolites. A. POUEYTO (in C.N.R.S. 1958) rappelle que dans l'Anti-Atlas oriental, le Georgien comprend des rhyolites interstratifiées avec des grès et des conglomérats. Ph. MORIN (1962 a et b) signale un complexe volcano-sédimentaire à tendance basique dans le Cambrien daté du Maroc central.

Il semble donc que le Cambrien marocain ait été le siège de nombreuses manifestations volcaniques qui peuvent également l'avoir légèrement précédé. On ne peut manquer de faire le rapprochement avec ce qui se passe au Sénégal oriental.

C — Corrélations avec les régions situées au Sud et au Sud Est du Sénégal

1° Guinée

E. de CHETELAT (1932-1938), R. FURON (1943), L. DELAIRE (1947) et plus récemment diverses missions de géologues pétroliers, ont étudié le Paléozoïque et les séries « intermédiaires plissées » de la Guinée. Nous distinguerons dans cette étude les formations paléozoïques antérieures aux grès blancs du début du Gothlandien, et celles qui leur font suite. Ces deux ensembles sont séparés par une forte discordance angulaire et cartographique, leur étude commune serait trop confuse.

a) La série postérieure aux grès blancs gothlandiens

E. de CHETELAT (1932-1938) a montré que les grès blancs qui forment la base de cette série, sont surmontés en concordance par du Gothlandien (daté en 1918 par SINCLAIR), cet étage étant lui-même recouvert par des grès dévonien dans lesquels ont été découverts quelques brachiopodes dont *Trigleria cf. Guerangeri* (de CHETELAT in R. FURON, 1943). Une carte à petite échelle montre que cette série forme une structure synclinale d'axe N W : c'est le synclinal bowé défini par P. LÉGOUX (1939) et étudié plus récemment par des missions pétrolières qui en ont observé le prolongement en Guinée portugaise. Le flanc NE de ce

synclinal s'étale largement dans le Fouta-Djalon où les grès sont pratiquement sub-horizontaux; par ailleurs, les pendages sont très faibles et ne dépassent guère 10°

Le rebord NE et l'extrémité sud de ce synclinal marquent une transgression extrêmement nette puisque les grès blancs du début du Gothlandien qui constituent le terme de base de la série, reposent indifféremment sur les séries cambriennes plissées de style falémien ou épimétamorphiques, sur les séries cambriennes ou du Précambrien supérieur (Infracambrien) non plissées, sur la série de la Rokell, et sur le socle granitisé.

b) *Les séries antérieures aux grès blancs*

Nous distinguerons les zones plissées et celles qui sont restées sub-horizontales.

1. *Zone non plissée.*

Cette zone est la plus orientale : il s'agit de la série de Ségou-Madina Kouta (Précambrien supérieur, Infracambrien) et de celle de Mali (Cambrien) dont nous avons étudié le prolongement au Sénégal et sur le rebord nord du Fouta-Djalon. Les géologues M. ARNOULD, J. M. Ayme, R. GUILLAUME (1959) les ont définies, étudiées et cartographiées dans le Fouta-Djalon : la série « infracambrienne » a été suivie jusqu'à une vingtaine de kilomètres au Sud de Labé, où elle repose sur le socle. Les pélites cambriennes ont été retrouvées à Dalaba. Notons que d'après les géologues pétroliers, une partie du Gothlandien figurant sur la carte de Kita-Est (1959) doit être en réalité considérée comme Cambrien.

2. *Zone plissée.*

De même qu'au Sénégal et en Mauritanie, la zone plissée avait été considérée comme appartenant au Falémien.

Les formations plissées constituent deux groupes d'affleurements :

— Au Nord, dans la région de Gaoual on retrouve le prolongement de la série de Youkounkoun et des Bassaris. La première est surtout constituée par les grès rouges feldspathiques sous lesquels E. DE CHETELAT (1938) avait observé un conglomérat que nous pensons être le même que celui existant entre ces mêmes grès et les rhyolites et tufs acides de la Tominé. La seconde est représentée par les schistes sériciteux et les schistes verts que nous connaissons plus au Nord.

— Au Sud du Fouta-Djalon, dans la région au N.NE de Forecaria, L. DELAIRE (1947) a décrit les grès feldspathiques qu'il assimile à ceux de la série de Youkounkoun. A Taban, cet auteur a pu observer une discordance angulaire entre ces grès et les grès blancs du début du Gothlandien qui sont à cet endroit horizontaux.

La base des grès blancs est soulignée par un conglomérat à galets de quartz. La discordance entre la série gothlandienne et la série cambrienne est donc prouvée, non seulement par la carte, mais également par une observation d'ordre tectonique, ce qui vient confirmer nos conclusions sur l'étude tectonique du Sénégal oriental. A la base des grès rouges, L. DELAIRE a observé un conglomérat grossier que l'on peut assimiler à ceux de Gaoual et de la Tominé. La présence de ce conglomérat suggère que la lacune des pélites et des argilites que nous avions observée sur la rivière Tominé, semble être la règle générale au Sud du parallèle 12° 20'; les grès du Cambrien supérieur se seraient donc déposés à la suite d'une transgression importante.

A l'Est de Kindia une série de schistes (argiles silicifiées noirâtres) et de jaspes associés avec un massif de rhyolites, a été classée par L. DELAIRE dans le Falémien. Ces formations très redressées constituent le prolongement septentrional de la série de la Rokell.

Ce bref exposé sur le Paléozoïque guinéen montre qu'il possède beaucoup d'analogies avec celui du Sénégal oriental dont il constitue d'ailleurs en partie le prolongement direct. Il semble pourtant que, contrairement à ce qui a été observé plus au Nord, ce Paléozoïque n'ait été affecté que par une seule phase de plissements intenses qui se situerait sans doute au début du Gothlandien; la phase de plissements post-dévonienne est à peine marquée.

2° Guinée portugaise

Les travaux récents des géologues pétroliers ont montré que le synclinal bowé se poursuit dans ce territoire (synclinal de Bafata) : cette structure disparaît vers le Nord sous le bassin sédimentaire secondaire-tertiaire du Sénégal.

3° Sierra-Léone

P. LEGOUX (1938) a proposé de rattacher les séries plissées peu ou pas métamorphiques, de la Rokell et de Kambia-Laminaya à son système des séries intermédiaires plissées qui deviendront plus tard le Falémien.

Les travaux des géologues britanniques ont montré que, comme en Guinée française, on pouvait distinguer deux groupes de formations :

— Les grès de Kambia-Laminaya correspondent aux grès étudiés par L. DELAIRE à Taban; ils seraient donc l'équivalent des grès rouges feldspathiques de la série de Youkounkoun; ils sont directement transgressifs sur le socle granitisé.

— La série de la Rokell est située à l'Est du groupe précédent dont elle est séparée par un bombement du socle granitisé. Cette série semble former un synclinal mais les descriptions des auteurs anglais semblent assez confuses au point de vue tectonique : il ne convient pas de prendre au pied de la lettre le terme de synclinal mais de considérer la série de la Rokell comme un synclinorium. La discordance avec le socle n'a pas été décrite de façon très claire : à l'Ouest, BULLER (in J. DELPY, 1959) voit au-dessus d'un agglomérat volcanique, une série de laves; à l'Est BAKER (in J. DELPY 1959) décrit d'Est en Ouest des conglomérats (dont la description peut suggérer l'idée de tillite), des formations sableuses qui passent à des « flagstones » et à des « shales » rougeâtres, enfin des laves. Celles-ci semblent occuper la partie médiane de la série et représenteraient donc en principe le terme supérieur; on peut concevoir toutefois une structure analogue à celle de la série des Bassaris qui, malgré sa position médiane, représente tout de même la base de la série cambrienne.

F. DIXEY (1925) donne une étude détaillée du volcanisme : les éruptions auraient été d'abord acides, puis basiques. Les venues acides sont accompagnées de roches pyroclastiques abondantes, les roches basiques comprennent des spilites avec pillows-lavas. Ce même auteur note que toutes ces roches ont été fortement tectonisées avec l'apparition d'un clivage et qu'il peut apparaître un véritable dynamo-métamorphisme : les argiles passent « avec une surprenante rapidité » à des phyllades et des micaschistes argentés tandis que les roches volcaniques sont transformées en micaschistes vert-gris. DIXEY prend soin de distinguer ce *dynamo metamorphism*, des mylonites affectant localement la série.

L'étude de la série de la Rockell est extrêmement intéressante : il est inutile d'insister sur l'analogie qu'elle présente avec le Cambrien du Sénégal. Nous noterons l'antériorité des laves acides sur les laves basiques qui pouvait déjà être soupçonnée au Sénégal puisque contrairement aux éruptions basiques, des éruptions acides n'ont jamais été observées au-dessus de la tillite.

Le fait que les séries volcaniques ne sont pas à la base de série peut être interprété de plusieurs façons :

— Le conglomérat de base n'est pas l'équivalent de la tillite du Sénégal.

— S'il représente la tillite on peut envisager alors que les éruptions volcaniques ont débuté plus tardivement qu'au Nord.

Nous noterons également que pour DIXEY il existe un métamorphisme lié à la tectonique, ce qui concorde avec nos observations et avec celles de C. BENSE et J. DELPY en Mauritanie.

4° Ghana

A l'Est de l'anticlinal du Léo, grand bombement affectant le socle granitisé; il existe une série de grès blancs horizontaux azoïques (Voltaïen) et une série plissée et non métamorphique dite série du Buem que M. ROQUES (1948) a rattaché au Falémien. Ces deux séries

semblent les plus complètes au Ghana. M. R. JUNNER (1940) en a donné la description dans un article de synthèse dont nous avons tiré le résumé suivant :

a) *Le Voltaïen*

Cette série comprend :

- Un groupe supérieur de grès quartzeux à stratifications entrecroisées et des grès arkosiques micacés tendres.
- Un groupe moyen de schistes argileux avec grès calcaires et un conglomérat.
- Un groupe inférieur de grès quartzites et grès grossiers.
- A la base de cette série, la série de l'Oti qui est composée de schistes argileux non plissés, de calcaires, de grès argileux avec à la base le conglomérat d'Akroso qui peut être d'origine fluvioglaciaire.

b) *Le Buem*

N. R. JUNNER donne la succession suivante du haut en bas :

- Groupe volcanique (basalte sans olivine dominant, fort caractère sodique).
- Schistes argilo-calcaires et tillite (cette tillite est caractéristique : galets striés).
- Grès feldspatiques blanchis, quartzites, grès grossiers, conglomérats.
- Schistes argileux avec mince lit d'arkose et de grauweekes.

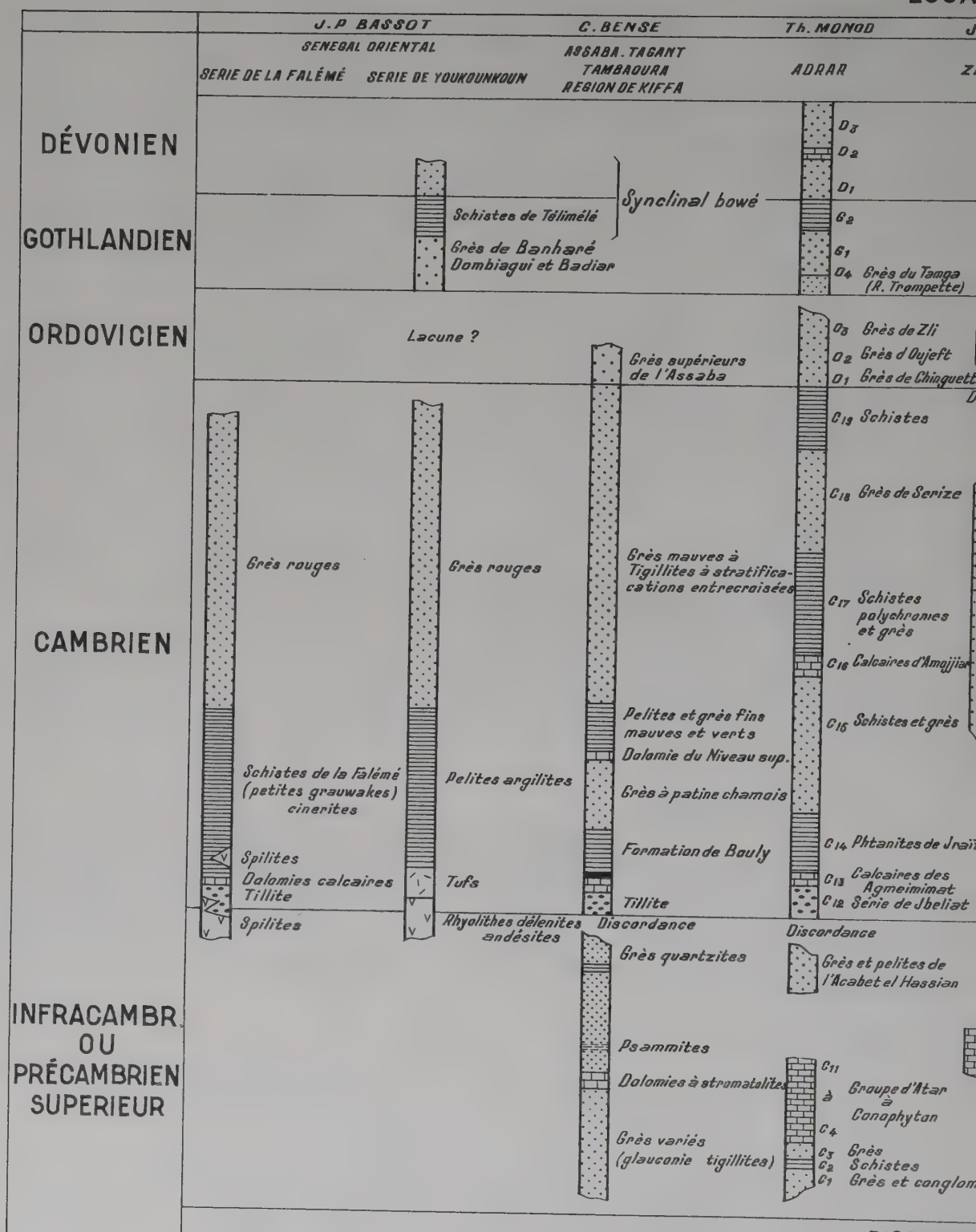
Ce groupe, contrairement au Voltaïen, a été violemment plissé; les pendages sont dirigés vers l'Est et varient de 10° à 90°. Le pendage moyen se situe autour de 60°.

N. R. JUNNER admet que la série est isoclinale en insistant sur la difficulté à déterminer la succession des couches. Géographiquement la série forme une bande allongée S.SW-N.NE qui se poursuit vers le Nord, au Togo et au Dahomey. Vers l'Est elle est bordée par des formations métamorphiques à direction et pendages analogues, attribuées à l'Akwapimien (ou Atacorien des auteurs français). Il est curieux de constater que cette disposition est symétrique de celle observée au Sénégal et en Mauritanie, où des formations plissées à pendages dirigés vers le NW sont bordées vers l'Ouest par des formations épimétamorphiques à direction et pendages sensiblement concordants.

Le Buem possède beaucoup d'analogies avec les formations de style « falémien » du Sénégal et de la Mauritanie. Cette ressemblance a été déjà notée par M. ROQUES (1948) et L. RENAUD (1958); les roches volcaniques que nous avons découvertes au Sénégal et qui ont des compositions chimiques très voisines de celle du Buem viennent encore renforcer cet « air de famille ».

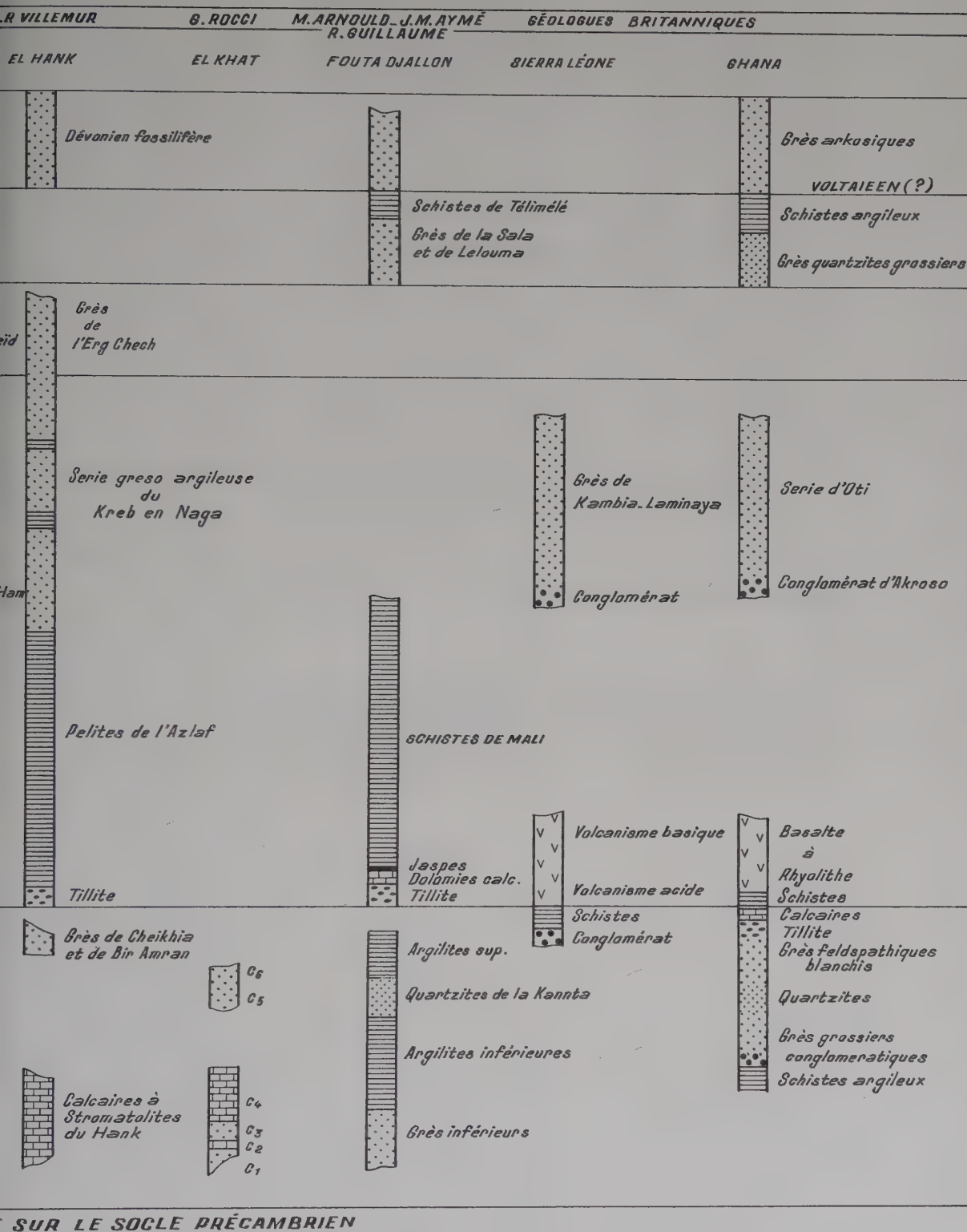
D — Conclusions

Nous avons résumé les différentes corrélations que nous venons de faire dans un tableau général (fig. 40). La stratigraphie du Sénégal oriental semble s'insérer harmonieusement dans l'ensemble du Paléozoïque et du Précambrien supérieur de l'Afrique Occidentale, tel qu'il apparaît à la suite des derniers travaux; certaines corrélations sont assez hasardeuses mais il semble qu'un certain nombre d'idées générales se dégagent et que le moment n'est pas loin où une stratigraphie d'ensemble rigoureuse puisse être dégagée à l'échelle de l'Afrique Occidentale.



DISCORDA

Les puissances données aux formations ne sont pas figuratives ; il s'agit de corrélations d'âge



QUATRIEME PARTIE

**DOLERITES INTRUSIVES
DANS LES TERRAINS PRIMAIRES
FORMATIONS LATERITIQUES**

DOLERITES INTRUSIVES DANS LES TERRAINS PRIMAIRES

I — INTRODUCTION

Les dolérites et le métamorphisme de contact qu'elles développent sont connus depuis longtemps. HUBERT H. (1917), LACROIX A. (1905), JEREMINE E. (1939) ont publié de nombreuses notes à leur sujet. Récemment, R. DARS (1960) a consacré une importante étude aux dolérites du Soudan occidental et aux phénomènes de contacts qui leur sont liés. De nombreuses analyses viennent étayer son exposé.

Le travail de R. DARS donnant le point de vue actuel sur les dolérites, nous nous contenterons d'exposer assez rapidement nos observations et lorsqu'il y aura lieu, nous signalerons les particularités des dolérites de notre région.

II — MODE D'AFFLEUREMENT RELATIONS AVEC LES ROCHES ENCAISSANTES

Les dolérites connaissent leur plus grande extension dans le massif de Mali où elles forment une succession de sills intercalés avec les pélites des séries de Mali et Ségou-Madina-Kouta.

Nous avons également signalé que ces roches formaient le couronnement des plateaux de N'Debou-Ibel à l'Ouest de Kédougou.

Ailleurs, elles sont beaucoup moins répandues, cependant on en connaît des filons ou de petits amas dans la série des Bassaris (surtout sur la bordure ouest) et dans la série de Youkounkoun (en particulier près du massif de rhyolites de la Tominé); elles semblent exister également sous forme de culots ou d'amas épais à Nangagni et au Sud de Toilé. Enfin elles

existent dans le Birrimien en particulier à l'Est de Kossanto.

La plupart du temps les dolérites forment des falaises dont certaines peuvent dépasser 150 mètres de haut. Même lorsque les formations sédimentaires qui les recouvrent sont découpées, les dolérites n'en restent pas moins peu visibles en dehors des falaises en raison de l'intense latéritisation qui les affecte.

Les contacts avec les formations encaissantes sont eux aussi rarement visibles par suite de l'importance des éboulis; nous avons pu toutefois les observer dans quelques cas.

Il ne fait plus de doute actuellement que les dolérites se soient introduites sous forme de sills ou de dykes dans une série sédimentaire déjà évoluée. L'ancienne hypothèse des épanchements est complètement abandonnée; on a pu constater, en effet, dans de nombreux cas, que les dolérites avaient développé un métamorphisme de contact à leur toit et à leur mur.

Nous avons vu d'autre part, au cours de la description des séries, que la mise en place des dolérites s'est parfois accompagnée d'une microtectonique qui a « froissé » les pélites encaissantes : c'est une preuve supplémentaire d'une injection sous forme de sills, une coulée ne donnant pas de phénomènes analogues.

La répartition des affleurements indique que la mise en place des dolérites a été contrôlée d'une part par la tectonique, d'autre part par la nature de la roche encaissante, les pélites constituant les roches les plus favorables à leur mise en place.

III - PETROGRAPHIE DES DOLERITES ET DES ROCHES ASSOCIEES

Nous disposons de 17 lames minces taillées dans ces roches; nous ne les décrirons pas toutes car l'étude microscopique a montré qu'elles possèdent une assez grande homogénéité.

La dolérite-type de la zone cartographiée possède les caractéristiques suivantes :

Structure doléritique.

On distingue de très nombreuses baguettes automorphes de plagioclases (40 à 60 % de la roche) moulées par des cristaux de pyroxènes. Ceux-ci peuvent quelquefois devenir porphyroblastiques donnant un début de structure poecilithique.

— Les minéraux essentiels sont le plagioclase (labrador, 50 à 65 % d'An; très rarement andésine 55 % d'An) et l'augite (2 V : + 58 à + 62).

— Les minéraux accessoires sont l'hypersthène, la biotite, la magnétite, la pigeonite.

D'après les mesures d'angle d'axe que nous avons pu faire, il semble que la pigeonite soit beaucoup plus rare que ne le laisserait supposer un simple examen au microscope. Un certain nombre de pyroxènes dont la biréfringence n'était pas constante sur toute l'étendue et qui semblaient avoir un angle d'extinction assez faible, se sont révélés être en réalité de l'augite.

A côté de ces faciès qui sont les plus répandus, nous avons pu observer un certain nombre de roches qui appartiennent aux mêmes venues et le plus souvent aux mêmes sills ou dykes que les dolérites habituelles mais qui se distinguent le plus souvent par une composition minéralogique différente.

L'étude de ces faciès particuliers nous a conduits à les diviser en deux groupes différents :

A — Roches liées à une différenciation magmatique

Beaucoup d'échantillons et en particulier ceux qui ont été prélevés dans la partie supérieure de sills ou d'amas doléritiques épais, montrent au microscope la présence de « nids » de micropegmatite, de quartz et de plagioclases (photo 5, pl. IX).

La lame mince 23 775 taillée dans l'échantillon 171 récolté sur la route Kédougou-Mali (L : 12° 24; 1 : 12° 01) montre :

- Structure doléritique.
- Baguettes de plagioclases (andésine 40 %).
- Hypersthène, Pigeonite, Augite.
- Magnétite.
- Micro-pegmatite (quartz et albite) en petits nids entre les baguettes de plagioclases.

Cette micropegmatite peut quelquefois prendre une grande importance : au sommet du puissant amas doléritique se trouvant au Sud du village de Nangagni, il existe même une couche discontinue mais pouvant atteindre localement une dizaine de mètres de puissance, d'une roche mésocrate largement cristallisée.

Au microscope (éch. 118 A; L. M. 23 669) on s'aperçoit que la structure micropegmatitique et même pegmatitique est dominante :

- Microcline perthitique rare.
- Oligoclase acide (8 % An).
- Ces deux minéraux forment de grandes plages enchevêtrées.
- Quartz en association micropegmatique avec du microcline.
- Biotite brun-rouge se trouvant soit en grandes plages, soit en lamelles très fines assemblées en touffes.
- Augite aegyrinique.
- Hornblende verte, quelques baguettes.
- Apatite en longue aiguilles (haute température).

Il s'agit d'une granodiorite qui s'apparente aux granophyres en raison de l'abondance de la micropegmatite.

L'analyse chimique de cette roche a été faite :

SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	Total
61,25	10,20	5,10	7,30	1,95	5,65	4,15	1,60	0,85	0,20	0,15	1,50	0,20	100,10

Les paramètres de LACROIX correspondants sont II'; 4; '2; 4 : il s'agit d'une diorite quartzifère ou d'une tonalite.

Par rapport aux dolérites normales (voir tableau II hors texte), on note une augmentation de la silice, de la potasse de la soude et du titane, correspondant à une diminution de l'alumine de la chaux et de la magnésie.

Cette roche représente en quelque sorte le résultat du processus de différenciation qui débutait par la formation de nids de micropegmatite : il semble que lorsque les sills de dolérite sont suffisamment puissants et que le refroidissement est assez lent, une différenciation magmatique ait lieu, des solutions pneumatolytiques s'individualisent pendant la cristallisation de la masse magmatique initiale; ces solutions peuvent, soit cristalliser sur place entre les cristaux déjà formés, nous avons alors les « nids » de micropegmatite, soit se rassembler et remonter en raison de leur faible densité, à la partie supérieure du sill où elles cristalliseront, nous aurons alors une roche telle que celle décrite plus haut.

D'autres hypothèses ont été faites pour expliquer la formation des granophyres (R. DARS 1960) :

— Hypothèse métasomatiste : pour F. WALKER et A. POLDERVAART les granophyres seraient d'anciens sédiments transformés par une métasomatose issue du magma doléritique.

— Hypothèse transformiste : certains auteurs soviétiques et notamment N. Z. EVZIKOVA estiment que les « pegmatites basiques » (équivalent du terme granophyre) se sont formées à l'état solide par métasomatose solide puis potassique dans une roche basique déjà consolidée.

Ces deux hypothèses mettent en jeu l'une et l'autre un processus métasomatique; elles ne semblent pas s'appliquer de façon satisfaisante aux faits observés sur notre terrain :

— Les nids de micropegmatite observés à l'intérieur des dolérites ne peuvent s'expliquer ainsi.

— Aucune relique de l'ancienne roche ayant subi la métasomatose n'a été observée.

— La structure micro-pegmatitique observée dans l'échantillon 118 A semble plutôt dériver de la cristallisation d'un mélange eutectique que d'un processus métasomatique.

Il semble donc que les dolérites du Sénégal oriental et de ses confins aient été le siège de phénomènes de différenciation magmatique pouvant aboutir à la formation de roches dioritiques. Soulignons cependant que nous ne pouvons être affirmatifs en raison du caractère sommaire de notre étude sur les dolérites.

B — Roches liées à l'autométamorphisme

Nous avons groupé dans ce paragraphe deux séries de phénomènes assez distincts :

1° Beaucoup de dolérites (et en particulier celles qui se rencontrent en dykes dans le Sud de la série des Bassaris (contiennent des minéraux assez inattendus pour ces roches : chlorite, amphibole, épidote.

L'échantillon 168 (L.M. 23 717) par exemple, provenant du massif de Mali (L : 12° 22,, 1 : 12° 01) contient suffisamment de chlorite pour faire croire qu'il a subi un métamorphisme régional (voir photo 6 pl. IX).

Structure doléritique.

- Labrador en voie de saussuritisation.
- Augite pouvant se transformer sur les bords en actinote.
- Pigeonite.
- Chlorite très répandue.
- Epidote, quelques granules.
- Hornblende verte.
- Quartz très rare.

Cette roche s'étant mise en place dans des pélites de la série de Mali où aucun métamorphisme régional n'est connu, la présence de chlorite, actinote, quartz, saussurite doit être expliqué autrement : il semble qu'il s'agisse d'autométamorphisme dont P. FOURMARIER (1950) a donné les caractéristiques.

D'après cet auteur, il semble que les minéraux constituant des paragenèses de haute température caractéristiques de certaines roches effusives, peuvent être remaniés pour aboutir à une paragenèse de plus basse température. Il faut pour cela que le refroidissement soit assez lent; dans le cas d'un refroidissement brutal les minéraux de haute température sont fixés.

Il semble donc que les dolérites que nous avons étudiées aient eu un refroidissement assez lent, soit parce qu'elles constituaient des sills très épais, soit parce qu'elles se sont mises en place dans des zones relativement profondes où la température est assez élevée. Il est probable que corrélativement à un refroidissement assez lent, la plus ou moins grande richesse en eau du magma a joué un rôle dans l'apparition de cet autométamorphisme.

2° Nous avons pu observer en plusieurs endroits (signal de Termessé, Koubia, Boukouna) que les dolérites et plus particulièrement les basaltes doléritiques prenaient un aspect bréchoïde; cet aspect est dû à un réseau de filonnets verdâtres se croisant en tous sens :

L'échantillon 88 (L.M. 23 164) provenant du signal de Termessé, est un basalte doléritique (andésine légèrement altérée, augite, minéraux opaques) traversé par des filonnets d'une pâte crypto-cristalline où l'on distingue :

- Granules de quartz.
- Séricite.
- Chlorite.
- Petites enclaves de basalte.
- Minerais opaques.
- Trainées d'oligiste plus ou moins diffuses.

Il semble que le basalte doléritique ait été fracturé puis parcouru par des solutions minéralisantes. P. FOURMARIER considère que les phénomènes de ce genre constituent un cas particulier de l'autométamorphisme : ces filonnets représenteraient une phase hydro-thermale tardive de la consolidation du magma.

IV — ETUDE CHIMIQUE DES DOLERITES

Le tableau II hors texte nous donne les analyses de 6 dolérites, d'un basalte de contact et de la diorite quartzique à tendance granophyre de Nangagni.

Nous avons utilisé ces résultats pour établir le diagramme triangulaire Q.L.M. dont les paramètres ont été calculés suivant la méthode simplifiée préconisée par C. BURRI et P. NIGGLI (voir chapitre XI de la 3^e partie de ce mémoire). Nous avons reporté sur le même diagramme le groupement formé par les points représentant les dolérites de Karoo, nous pouvons ainsi nous rendre compte de la parenté entre ces roches et les dolérites de la zone que nous avons étudiée (fig. 41).

Nous avons également calculé les indices R et S, définis par J. JUNG et R. BROUSSE (1958). Le tableau ci-dessous permet la comparaison avec les valeurs obtenues par R. DARS (1960) pour les dolérites du Karoo et du Soudan occidental :

	Si			R			S		
	m	my	M	m	my	M	m	my	M
Soudan occidental	45,6	48,2	50,8	21,5	31,6	40	7,5	22,9	36,8
Karoo	47,4	49,0	51,7	17,5	30,4	46,9	6,7	18,5	34
Sénégal oriental	45,30	47,2	48,8	26,5	31,1	43,4	11,1	15,05	22,9

Les résultats sont très voisins, remarquons cependant que le rapport S paraît légèrement plus faible, le nombre de nos analyses est trop réduit pour que cela soit vraiment significatif.

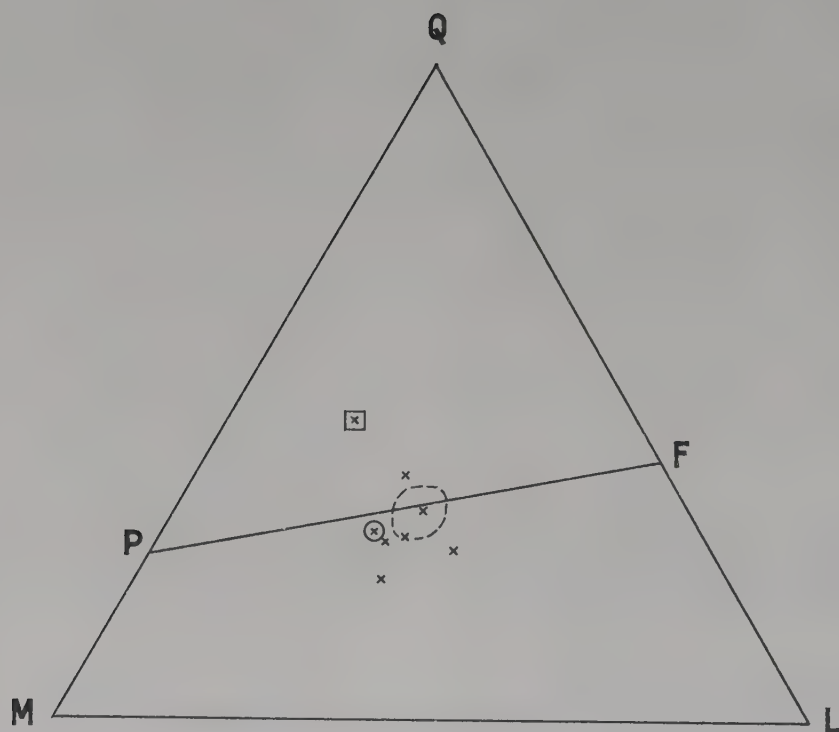
Classification de nos dolérites :

Dans beaucoup de régions les dolérites sont associées avec de puissantes coulées de basaltes dits « des plateaux » F. WALKER et A. POLDERVAART (1949), F. J. TURNER et J. VERHOOGEN (1960) ont montré que dans ce cas, les compositions chimiques des deux groupes étaient très voisines et que ces roches dérivait d'un même magma de type « basalte tholéïtic ».

J. JUNG et R. BROUSSE (1958) ont donné une nouvelle classification : pour eux, l'ancienne association des basaltes tholéïtiques et des basaltes à olivine fait partie de l'association dite « essentiellement basaltique » dont nous trouverons ci-dessous les subdivisions basées sur les valeurs de Si et de S :

	Si	S	Type
Calco-alkalin	48-50	10-20	Deccan
Sodique faible	42-47	5-25	Islande
Potassique faible	40-45	20-40	Hébrides

Les valeurs obtenues pour nos dolérites permettent de les classer dans le groupe calco-alkalin type Deccan avec toutefois une certaine parenté avec le groupe sodique faible (la valeur moyenne de Si étant un peu faible). Dans le cadre de la classification de JUNG et BROUSSE, les dolérites du Sénégal oriental et de ces confins guinéens se placent dans le groupe : association essentiellement basaltique, sous-groupe calco-alkalin.



- x *Dolérites*
 - ⊗ *Basalte de bordure*
 - ⊠ *Diorite à tendance granophyrique*
- Le cercle en tireté représente les dolérites du Karoo*

DIAGRAMME Q M L

FIG. 41

V — METAMORPHISME DE CONTACT DEVELOPPE PAR LES DOLERITES

A — Introduction

Lors de leur mise en place les dolérites ont développé dans les terrains encaissants un métamorphisme de contact extrêmement « spectaculaire » lorsqu'il affecte des pélites ou des roches carbonatées, beaucoup plus discret lorsqu'il s'agit de roches gréseuses. Ce métamorphisme est connu depuis longtemps en Guinée où de nombreuses notes lui ont été consacrées (HUBERT H, 1917 ; LACROIX A., 1905 ; JEREMINE E., 1945 ; BARRÈRE J., 1959), R. DARS (1960) a donné une étude extrêmement minutieuse des phénomènes de contact liés à la mise en place des dolérites du Soudan occidental. Signalons ici que la mise en place des dolérites est certainement plus complexe qu'on ne se l'imagine; nous connaissons un exemple où la mise en place de la dolérite a dû être précédée par celle d'une roche à tendance basaltique; cette roche a subi un métamorphisme de contact dû à la dolérite proprement dite.

Nous étudierons l'effet de la mise en place des dolérites sur un certain nombre de roches de nature différente.

B — Métamorphisme de contact dans les roches carbonatées

Les cipolins birrimiens qui se trouvent à l'Ouest et au Sud Ouest de Kédougou ont subi des remaniements provoqués par les dykes de dolérite qui traversaient le socle pour aller s'épancher plus haut, dans les pélites des séries de Mali ou de la Falémé. Le contact n'a jamais été observé mais a pu être approché à quelques mètres près.

Le métamorphisme semble avoir été assez capricieux, le plus souvent on observe :

— Un blanchiment de la roche accompagné d'une remobilisation de la calcite qui recrystallise en filonnets pouvant prendre quelquefois un aspect pygmatique. Peut-être s'agit-il de la dédolomitisation (J. JUNG 1958).

— L'apparition de minéraux de métamorphisme tels que trémolite, biotite. B. TAGINI (1959) a signalé la présence de pyroxènes dans la zone de Tiokoye (S W de Kédougou).

Personnellement nous avons pu observer dans une pélite calcareuse de la série de Ségou-Madina Kouta (éch. 177 L.M. 22 766), l'apparition d'épidote, de zoizite, de grossulaire et de diopside. Ces deux derniers minéraux sont concentrés en filonnets recoupant l'ancienne pélite en tous sens : il s'agit d'une tactite en voie de formation.

C — Métamorphisme de contact sur les grès

Il s'agit d'un phénomène extrêmement rare dans la zone étudiée; nous avons pu cependant, à quelques kilomètres à l'Ouest de N'Debou, observer des grès se trouvant à moins de 30 mètres d'un sill de dolérite; le métamorphisme n'apparaît guère : les grès semblent simplement un peu plus quartzifiés et on note l'apparition de filonnets d'hématite. La tourmaline et la biotite qui sont communes dans ce genre de métamorphisme n'ont pas été retrouvées.

On note sur le terrain que les grès ont tendance à se débiter en prismes courts pentagonaux de 15 à 20 centimètres de diamètre; d'après R. DARS (communication orale) ce débit en prismes serait fréquent dans les grès se trouvant près d'une dolérite.

D — Métamorphisme de contact dans les pélites

Le métamorphisme de contact transforme les pélites de façon très visible : ces roches, qui dans la série de Mali ont une couleur jaunâtre ou beige-verdâtre à l'état normal, deviennent de plus en plus sombres et de plus en plus compactes en se rapprochant d'un sill ou d'un dyke de dolérite. D'après les observations que nous avons pu faire le long de la route Termessé-Touba, il semble que l'action de la dolérite puisse se faire sentir sur une cinquantaine de mètres d'épaisseur pour un sill doléritique d'une puissance de quarante mètres environ.

L'action de ce métamorphisme de contact, si visible sur le terrain, paraît beaucoup plus faible lors de l'étude au microscope : le plus souvent on note une recristallisation très fine de séricite et plus rarement de biotite. Les minéraux opaques (magnétite, hématite, substances carbonées) sont plus abondants. Le quartz des microbanes plus grossiers, si fréquents dans les pélites, ne semble pas avoir recristallisé notablement. On peut supposer en raison de la dureté des cornéennes qu'il n'en n'est pas de même pour les quartz microcristallins. De la cordiérite, en petites plages en voie de séricitisation, a pu être observée dans l'échantillon 118.

La faible intensité de la recristallisation semble due à la nature même des pélites : à Gounbanbéré ces roches contiennent une passée conglomératique formée par des galets (en général des cipolins) disséminés dans une pâte pélitique. Cette roche a subi un métamorphisme de contact dû à un sill de dolérite; alors que la pâte pélitique ne présente qu'une faible recristallisation de séricite, les galets ont fortement réagi donnant des auréoles réactionnelles concentriques où l'on distingue de l'extérieur vers le centre :

- Une zone de minéraux opaques
- De l'actinote très fine
- De l'actinote, de la zoïzite, de l'épidote et du quartz en grains moyens
- Une zone centrale à grands cristaux de quartz de zoïzite et d'épidote.

E — Métamorphisme de contact dans les séries épimétamorphiques

Des dykes de dolérite se sont mis en place, d'une part dans les séries des Bassaris, de la Koulountou, de Bakel, d'autre part dans le Birrimien, postérieurement à leur plissement et à leur métamorphisme. Ces roches sont semblables à celles rencontrées en sills dans la série de Mali, tout au plus peut-on remarquer que l'autométamorphisme y est, en général, plus développé.

Le métamorphisme de contact semble beaucoup plus discret que celui observé dans les pélites; une observation faite au NW de Guingan (route Youkounkoun-Termessé) nous a permis de constater qu'il était tout de même présent : un dyke doléritique d'une dizaine de mètres de puissance se met en place dans des schistes verts qui, à l'état normal, contiennent du quartz, de l'actinote, de la zoïzite et de l'épidote, de la séricite et des veinules et petits amas de calcite.

Ces schistes verts ont un aspect feuilleté bien caractéristique. A une trentaine de mètres du contact de la dolérite, les schistes prennent un aspect plus compact; à trois mètres environ on peut observer l'apparition de feldspaths qui semblent de plus en plus fréquents et plus développés en se rapprochant du contact. La dolérite est elle-même modifiée, elle prend sur une cinquantaine de centimètres un grain très fin lui donnant un aspect basalitique (chilled-margin).

Au microscope, bien que la structure du schiste n'apparaisse guère changée, les effets du métamorphisme de contact sont nets : la calcite semble avoir disparue; on note par contre la présence de magnétite et de gros porphyroblastes d'albite (voir photo 7, planche IX). Ce minéral se caractérise par la rareté des macles polysynthétiques et par la pré-

sence de celle de CARLSBAD. Il est logique de penser que cette albite correspond à une métasomatose sodique provoquée par la mise en place de la dolérite.

De telle roches ont été signalées plus au Sud, en Guinée par H. HUBERT (1917). R. DARS (1960) a pu mettre en évidence, par des calculs chimiques, l'existence d'une métasomatose silico-albitique dans certaines cornéennes du Soudan occidental. Cet auteur, par contre, a cru voir un départ de calcium à partir de la dolérite; dans l'exemple que nous venons de décrire, il semble qu'il y ait au contraire une décalcification dans les environs immédiats du contact. De toutes façons la mobilité de Co_3Ca semble très grande.

VI — CONCLUSIONS

Les dolérites du Sénégal oriental et de ses confins guinéens se présentent en sills, plus rarement en dykes ou en amas. Leur mise en place a été contrôlée par la tectonique régionale et par la nature des terrains encaissants. Au point de vue chimique elles se rattachent à l'association essentiellement basaltique calco-alcaline de JUNG et BROUSSE dont elles représenteraient un faciès intrusif. Leur composition semble très proche des roches effusives du Deccan mais serait légèrement moins potassique. Des différenciations magmatiques ont pu avoir lieu au cours du refroidissement des sills de dolérite; elles aboutissent à la formation de « nids » de micropegmatite et de roches à tendance granophyrique. Un automorphisme assez intense a affecté une grande partie de ces dolérites.

Leur mise en place a provoqué un métamorphisme de contact de faible intensité mais de grande extension, en particulier dans les pélites. Dans certains cas la mise en place de la dolérite s'est accompagnée d'une métasomatose albitique.

LES FORMATIONS LATÉRITIQUES

LEURS RELATIONS AVEC LA GEOMORPHOLOGIE

I — INTRODUCTION

Ce n'est pas le but de ce mémoire que d'entreprendre une étude exhaustive du problème de la latéritisation. Cependant, la zone étudiée étant couverte à 90 ou 95 % soit par des cuirasses anciennes, soit par des latérites récentes, nous sommes obligé de l'aborder. Ce bref « tour d'horizon » est d'autant plus utile que, au cours des dernières années, de nouvelles études ont fait sérieusement progresser la connaissance de la latérite.

C'est BUCHANAN, qui en 1807 donna le nom de latérite à un « dépôt résiduel de l'altération des sols composé par des oxydes de fer et d'alumine ». Par la suite la latérite a attiré l'attention de nombreux chercheurs : J. CHAUTARD et P. LEMOINE (1908), H. ARSANDREUX (1909-1910), A. LACROIX (1914), J. LAPPARENT (1930), E. de CHETELAT (1938) pour n'en citer que quelques-uns. Grâce à leurs travaux il a été démontré :

— Que l'on peut distinguer dans la latérite plusieurs horizons dont le nombre et la nature varient avec la latitude.

— Que le phénomène de la latéritisation correspond essentiellement à un lessivage de la silice, des alcalins et alcalino-terreux, avec une concentration relative de fer, d'alumine et du titane.

Notons dès à présent que le terme de latéritisation est devenu trop imprécis; en particulier dans les zones où la couche de surface de latérite est une cuirasse ferrugineuse on avait tendance à réserver le terme de latérite à la seule cuirasse; actuellement on parle de ferralitisation pour désigner l'altération latéritique et l'opposer aux phénomènes de cuirassement.

Ces dernières années de nouvelles études ont été entreprises, en Afrique de l'Ouest en particulier : M. BONIFAS (1958) R. MAIGNIEN (1958), J. VOGT (1958) et P. MICHEL (1960) ont publié de nouveaux travaux.

II — LE PROBLEME DE LA LATÉRITE

Ce problème peut être abordé de deux points de vue différents :

- Le point de vue pédologie : la latérite est une roche d'altération.
- Le point de vue géomorphologie ; la latérite se répartit selon certaines surfaces.

A — Le point de vue pédologie

En climat tropical de type savane où l'on observe une saison sèche alternant avec une saison humide, l'altération latéritique donne la coupe suivante ; de bas en haut en partant de la roche saine on observe : roche saine, roche altérée, lithomarge ou couche « pain d'épice », carapace, cuirasse.

1° Travaux de M. BONIFAS (1958)

D'une façon générale cet auteur a confirmé les résultats obtenus par les anciens chercheurs : élimination des alcalino-terreux, disparition partielle ou totale de la silice ; fer, aluminium, titane subsistant sous forme d'oxydes ou d'hydroxydes ; il apporte en outre des précisions nouvelles :

— Contrairement à ce que l'on pensait, la roche altérée passe à la latérite sans l'intermédiaire d'une phase argileuse : les zones argileuses dans la lithomarge sont liées à la présence de la nappe aquifère ; les argiles et en particulier la kaolinite, se forment à partir de la gibsite et de la silice. Ce dernier processus peut d'ailleurs être réversible vers le haut.

— La plupart des produits latéritiques, bien qu'ayant des dimensions colloïdales, sont cristallisés.

— Par un calcul dit « isovolumétrique » appliqué à la lithomarge où l'ancienne structure de la roche est encore visible, M. BONIFAS montre qu'il y a eu élimination totale des alcalins et alcalino-terreux, élimination partielle de la silice et apport de fer et d'alumine.

— L'aluminium considéré jusqu'à présent comme un élément stable, semble être également légèrement mobile.

M. BONIFAS s'est donc attachée au passage de la roche saine à la latérite (s.l.) c'est-à-dire à la ferralitisation.

2° Travaux de R. MAIGNIEN (1958)

Cet auteur a étudié la couche dure que l'on observe en zone tropicale à la partie supérieure de la latérite et que l'on nomme la cuirasse. Pour lui, il est indispensable de séparer nettement les phénomènes de ferralitisation de ceux du cuirassement : « le milieu ferralitique est favorable au cuirassement dans la mesure où il libère des quantités suffisantes de sesquioxides. Mais encore que tous les sols ferralitiques ne sont pas cuirassés, d'autres milieux participent à ces phénomènes : sols ferrugineux tropicaux, sols subarides, sols hydromorphes, anciennes cuirasses ». De plus, cet auteur estime que l'apport de fer et d'alumine nécessaire aux cuirassements ne s'est pas fait seulement dans le sens vertical, mais également dans le sens latéral.

R. MAIGNIEN estime que six stades sont nécessaires au cuirassement :

- Individualisation des sesquioxides
- Mobilisation
- Migration
- Concentration
- Immobilisation
- Induration.

Nous allons reprendre en les développant tous ces stades.

a) *Individualisation et mobilisation*

Les sources des sesquioxides sont diverses : altération des roches, évolution des sols, décomposition d'anciennes cuirasses, etc. On estime que, avec une pluviométrie de 500 mm par an, le fer est libéré; il faut 1200 mm pour l'alumine dont les complexes formés sont peu stables.

b) *Migration*

Il faut un agent de transport pour déplacer les complexes ainsi formés et des conditions favorables au maintien de la mobilisation. L'eau est cet agent. Les conditions favorables au maintien de l'état mobilisé sont : un excès d'humidité, une activité biologique élevée dans le sol, un bon drainage. Les processus de remontée par capillarité sont minimes (1). La gravité semble le moteur essentiel causant le déplacement : le lessivage se fera donc du haut vers le bas, il y aura donc un transport dans ce sens qui pourra être soit vertical, soit oblique. Ce fait implique que le niveau cuirassé se constituera dans le sol et non en surface. Une partie des sesquioxides solubilisés pourra partir avec les eaux de ruissellement.

c) *Concentration*

L'accumulation pourra se faire, soit dans un niveau particulier du sol dans le cas d'un lessivage vertical, soit dans des cuvettes ou des marécages, si les matériaux sont transportés par ruissellement.

d) *Immobilisation*

Il y a oxydation et précipitation des composés solubles. L'oxydation du milieu est fonction de l'aération des sols qui peut avoir de multiples causes :

— Texture : un milieu à grosses particules est favorable à l'aération. Les alluvions grossières, les anciennes cuirasses, (parcourues par de nombreux canalicules) conviendront à l'immobilisation.

— Drainage : Un départ accéléré des eaux de percolation aère le sol : le long des dépressions qui collectent les eaux, des cuirasses particulièrement importantes sont observées.

— Manque de vie organique, ce qui diminue les teneurs en CO_2 donc, favorise l'oxygénation. Là encore les cuirasses déjà formées constitueront un milieu favorable.

— La dessiccation qui peut être due soit au drainage, soit à des facteurs atmosphériques.

e) *Induration*

Résulte du dessèchement du sol et de la destruction définitive des complexants organiques.

R. MAIGNIEN conclut en marquant : « l'antagonisme entre les processus de libération, mobilisation et transport des oxydes constitutifs, et les processus d'accumulation, d'immobilisation et d'induration. Les premiers sont favorables en milieu humide sous des peuplements végétaux denses et au modelé accusé. Les seconds découlent des conditions inverses propres aux savanes tropicales. »

Ainsi, lorsque le climat est accusé, sahélien sec ou équatorial humide, le cuirassement est peu prononcé ou même inexistant; au contraire, lorsque le cycle défini plus haut peut se réaliser, le sol se cuirasse : c'est le cas du climat soudano-guinéen, tel qu'il existe dans la plus grande partie du Sénégal oriental. Parmi les nombreuses conséquences des observations de R. MAIGNIEN citons :

(1) Il ne faut pas, à mon avis, trop diminuer le rôle de ce processus : la formation dite du « remblai sablo-argileux » que l'on trouve dans la basse vallée de la Falémé voit sa partie supérieure très enrichie en hydroxydes de fer : il s'agit d'un début de cuirassement dû, sans aucun doute, à des remontées capillaires.

SCHEMA DE BAUXITISATION (d'après R. Maignien 1958)

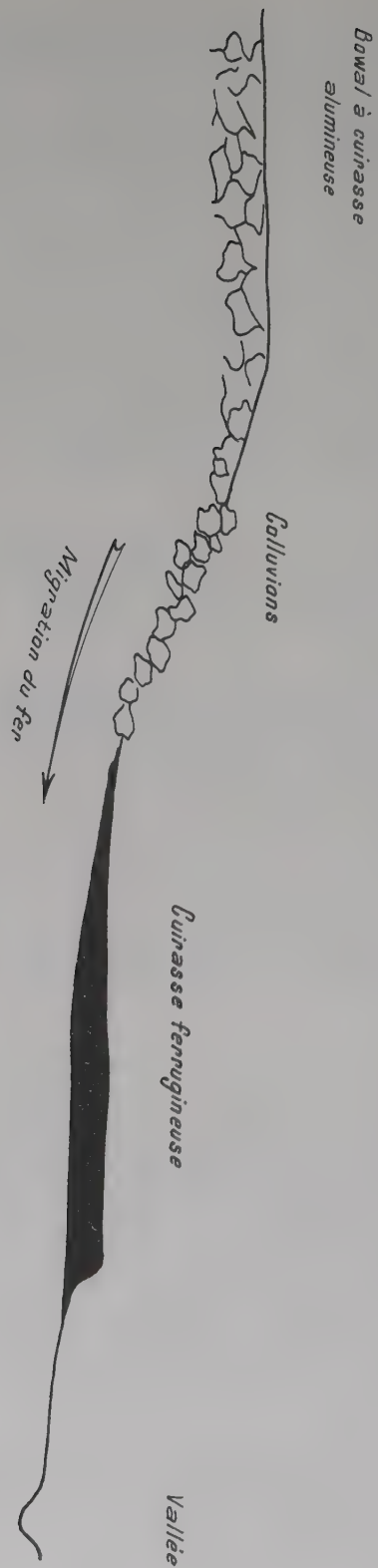


FIG. 42

SCHEMA DE L'ÉVOLUTION GÉOMORPHOLOGIQUE DES HAUTS BASSINS
DU SÉNÉGAL ET DE LA GAMBIE
(d'après P. Michel 1960)

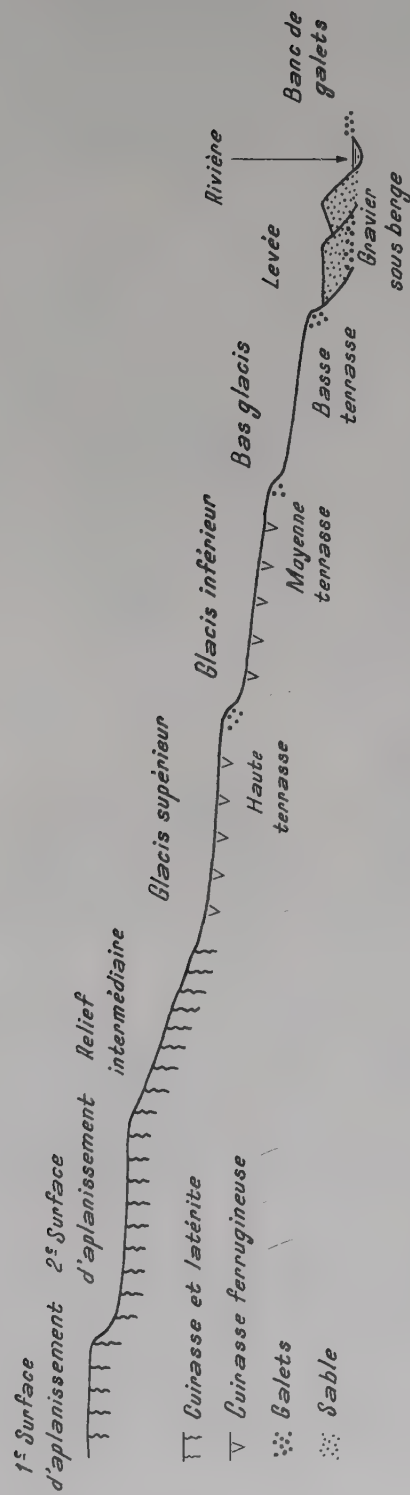


FIG. 43

— Le fait que les cuirasses latéritiques sont formées à l'intérieur d'un sol. Lorsqu'on les observe actuellement en surface, on doit admettre qu'il s'agit d'un horizon tronqué.

— Les cuirasses bauxitiques se forment surtout par accumulation relative : elles occupent une position haute (voir fig. 42). Ceci est dû au fait que les composés solubles de l'aluminium sont peu stables et se déplaceront moins que les composés du fer.

Les travaux de R. MAIGNIEN, plus que ceux de M. BONIFAS, font intervenir des facteurs tels que : topographie, climatologie. Ceci nous amène à envisager la formation des latérites suivant un nouveau point de vue.

B — Le point de vue géomorphologique

E. de CHETELAT (1938) avait déjà abordé le problème; J. VOGT (1958) et P. MICHEL (1960) ont effectué une série de travaux pour le compte du S.G.P.M. puis du B.R.G.M. au cours desquels ils ont eu à s'occuper des latérites. P. MICHEL a fait paraître une série de rapports et d'articles qui concernent plus particulièrement le Sénégal oriental et ses confins.

Cet auteur montre que les surfaces latéritiques et en particulier les cuirasses ne se répartissent pas au point de vue topographique, de façon anarchique, ou suivant des systèmes locaux, mais, au contraire, sont liées à des règles plus générales à l'échelle de l'Afrique de l'Ouest. Il distingue (voir fig. 43) :

— Une première surface d'aplanissement post paléozoïque mais antérieure au Crétacé moyen

— Une seconde surface d'aplanissement éocène

— Un relief intermédiaire de la fin du Néogène

— Glacis supérieur cuirassé

— Glacis inférieur cuirassé

— Bas glacis non cuirassé

} Quaternaire ancien

— Gravier sous berge

— Remblai sablo-argileux

— Levés récentes.

} Quaternaire récent

— La première surface d'aplanissement se rencontre dans le Fouta-Djalon au S E de Mali à une altitude supérieure à 800 m. : elle correspond à une pénéplaine mollement ondulée ayant subi une ferrallitisation intense suivie d'un cuirassement. Cette pénéplaine aurait été ultérieurement soulevée et érodée : les produits de la démolition s'accumulent dans le golfe crétacé du bassin du Sénégal.

— La deuxième surface correspond à une nouvelle pénéplanation : les reliques de cette surface se rencontrent dans le Fontofa (N E du Fouta-Djalon) et en lambeaux perchés dans les Monts Bassaris et le Plateau Mandingue. Elle paraît s'être formée au Lutétien puisqu'à cette époque des traces d'une pédogénèse intense se marquent dans le bassin du Sénégal où se déposent des calcaires dolomitisés puis silicifiés. Suivant les hypothèses d'EHRART (1956), de tels dépôts marins correspondent sur le continent voisin à une ferrallitisation intense. Cette deuxième surface cerne les reliefs résiduels supportant la première : la pénéplanation a donc été incomplète.

— Après le Lutétien a eu lieu un nouveau soulèvement général provoquant une nouvelle période d'érosion. A cette époque se forme la surface dite du « relief intermédiaire ». Cette surface, peu évoluée, semble s'être formée sous climat humide, elle est latéritisée et cuirassée mais non alumineuse; elle daterait du Villafranchien.

— Le soulèvement se serait poursuivi durant le Quaternaire et le réseau hydrographique se serait encore enfoncé. Cet enfoncement joint à une alternance de climats subaride et soudanien, est responsable de la formation de glacis et de terrasses emboîtées. En période aride l'érosion mécanique intense fournissait une grande masse de débris qui s'écoulaient

ATTAQUE DU SYSTÈME DES GLACIS PAR L'ÉROSION ACTUELLE

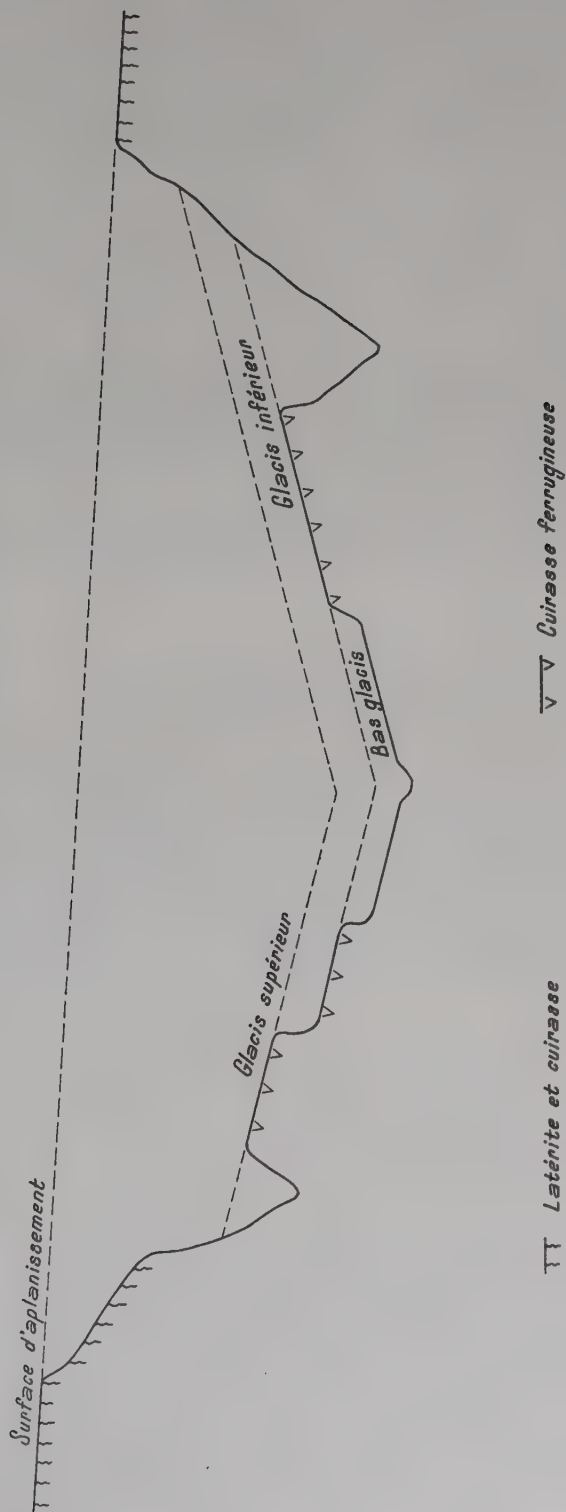


FIG. 44

en nappe formant des glacis à pente faible. Au retour de la période humide, l'érosion chimique devenait prédominante avec ferralisation de la roche en place; les solutions ferrugineuses provenant des surfaces antérieures provoquaient un cuirassement des glacis.

P. MICHEL distingue trois glacis, seuls les deux supérieurs sont cuirassés, le troisième l'étant seulement localement. Ces glacis sont « emboîtés » et axés généralement sur le réseau hydrographique actuel qui peut toutefois les recouper et les disséquer (voir fig. 44). Chacun de ces glacis possède sa terrasse, généralement rencontrée en lambeaux épars.

— Enfin, il semble qu'au Quaternaire récent eu lieu une régression marine importante au cours de laquelle les cours d'eau creusèrent activement leur lit : cette érosion fournit un matériel détritique grossier (pris soit directement dans le lit des rivières, soit dans les terrasses anciennes) qui se dépose en une nouvelle couche dite du « gravier sous berge » dans le lit mineur des marigots. A la fin de la régression le climat évolue vers l'aridité : le Sénégal est barré par un cordon dunaire et n'aboutit plus à la mer; ses affluents s'épanchent dans des zones lacustres et marécageuses et y abandonnent la formation dite du « remblai sablo-argileux » qui existe également d'ailleurs sur la Gambie. Actuellement, les cours d'eau recréusent leur lit et mettent à jour le « gravier sous berge ».

Ce schéma morphologique trop rapidement exposé, est très utile aux géologues et aux prospecteurs.

Il permet par exemple de sélectionner rapidement les zones favorables aux minéralisations alluvionnaires ou latéritiques. La bauxite, d'après les théories de R. MAIGNIEN, se concentre par élimination des hydroxydes de fer : il est bien évident qu'il faudra la chercher dans les deux premières surfaces d'aplanissement, surfaces élevées et suffisamment âgées pour que le fer soit totalement éliminé.

Au point de vue alluvionnaire le gravier sous berge sera une formation très favorable aux concentrations puisqu'il résulte en partie d'un remaniement des anciennes terrasses.

III. — CONCLUSIONS

La latérite est la formation la plus répandue du Sénégal oriental. Les travaux les plus récents ne permettent plus de la considérer comme une simple roche d'altération; outre les conditions climatiques, les cuirasses latéritiques en particulier, exigent pour se former, une série de conditions géomorphologiques bien particulières qui relient leur formation à des phénomènes géologiques de grande ampleur tels que : régression, soulèvements, etc.

Dans la zone étudiée les formations latéritiques (s.l.) et certaines terrasses ou remblais, constituent les seuls dépôts connus depuis la fin du Primaire.

CINQUIEME PARTIE

CONCLUSIONS GENERALES

CONCLUSIONS GENERALES

Ce mémoire fait le point des observations géologiques recueillies durant trois campagnes de terrain et deux missions de plus courte durée, effectuées en vue de l'établissement d'une carte géologique au 1/200 000 du Sénégal oriental. Les lignes qui suivent nous permettront de reprendre les principaux résultats acquis au cours de cette étude.

Le socle métamorphisé et granitéisé occupe environ 14.000 km²; il affleure dans la partie orientale de la zone étudiée, mais il est possible que les « noyaux » granitiques se trouvant dans les séries de la Koulountou et de Youkounkoun représentent des témoins de ce socle, qui a été attribué au Précambrien moyen ou Birrimien; les terrains d'âge plus ancien ne seraient pas représentés.

Ce Birrimien se serait formé dans des conditions géosynclinales : il y aurait d'abord eu mise en place de roches volcaniques sous-marines de type ophiolite dans une fosse eugéosynclinale dont l'orientation variait entre le NE et le N.NE. Ces formations volcaniques sont plus ou moins synchrones avec des dépôts calcareux et schisteux déposés hors de cette fosse. Au moment de l'apparition des premières cordillères, un volcanisme andésitique se met en place.

L'orogénie principale débute sans doute dans la partie NW; la principale poussée vient de cette direction : les reliefs émergés sont violemment attaqués par l'érosion dont les produits vont s'accumuler, sous forme de flysch, à l'emplacement actuel des séries du Dialé et du Daléma. L'orogénie progressant vers SE, le flysch lui-même est plissé.

Au cours de cette orogénie, différents granites se mettent en place : granites Baoulés syntectoniques, à affinités métasomatiques type Kakadian, ou à affinités magmatiques (sans doute par rhéomorphisme) type Saraya. Ces granitisations s'étalent sur une assez longue période et leurs dernières manifestations sont sans doute contemporaines de la fin de l'orogénie (granites tarditectoniques). De cette époque date également la formation des granites de type Boboti, granites dont la mise en place très spéciale est caractérisée par l'intrusion préalable de nombreux et souvent importants filons ou stocks de roches acides ou neutres, grenues, microgrenues ou microlithiques; il semble que ces granites représentent une granitisation de type circonscrit restée à l'état embryonnaire.

Enfin, dans les zones où l'orogénie est terminée, des granites circonscrits de type Bondoukou se mettent en place. Certains peuvent être liés à des fractures profondes représentant les dernières manifestations de l'orogénie. Il est possible que certaines venues volcaniques basiques, de faible importance, soient également apparues à ce moment-là.

La date du dépôt ou de la mise en place des formations géosynclinales n'est pas connue; par contre, les mesures d'âges absolus ont montré que les granitisations s'étagent entre 2.000

et 2.100 M.A. Cet âge est comparable à celui de la granitisation « éburnéenne » qui a affecté le Birrimien de la Côte d'Ivoire.

Cette chaîne birrimienne a sans doute été ensuite attaquée et complètement démantelée par l'érosion : les produits de démolition devaient s'accumuler sous forme de molasses dont nous n'avons pas retrouvé les traces dans la zone étudiée. Il est possible toutefois que certaines parties du flysch représentent ces anciennes molasses, mais cela n'a pas été démontré.

La période comprise entre 2 milliards et 1 milliard d'années nous est inconnue; on peut penser que, durant cette période, la zone étudiée est restée calme : aucun phénomène de rétro-morphose pouvant indiquer qu'une orogénie avait eu lieu pendant cette longue durée n'est connu.

Aux environs de 1 milliard d'années, à la suite d'une transgression venant du S E, la série de Ségou-Madina Kouta commence à se déposer : elle débute, au moins localement, par des argilites et des calcaires et se poursuit par le dépôt d'une puissante couche de grès qui semble évoluer vers des sédiments plus fins de type pélite, sans doute par approfondissement de la mer : (1) Un nouvel épisode gréseux arrive alors; il y a sans doute eu régression, peut être provoquée par des mouvements épirogéniques. Les grès passent de nouveau, à leur partie supérieure, à un puissant épisode de pélites plus ou moins calcareuses.

La durée du dépôt de cette série ne nous est pas connue : le fait que les pélites supérieures soient concordantes avec la série cambrienne de Mali, semble indiquer que le dépôt de la série de Ségou-Madina Kouta dû s'achever peu avant le Cambrien; un autre fait vient appuyer cette hypothèse : la biotite du noyau granitique se trouvant dans la série de Youkounkoun donne un âge de 645 M.A. A cette époque a donc eu lieu une orogénie qui pouvait marquer la fin de la série de Ségou-Madina Kouta et expliquer qu'elle ait disparu à l'Ouest du méridien 12° 25. De toutes façons, cette série peut être attribuée au Précambrien supérieur.

Entre 650 M.A. et le début du Cambrien, il semble qu'à la suite de l'apparition de profondes cassures, une fosse s'individualise; son axe correspondrait à l'actuelle série des Bassaris. Cette fosse créait un appel d'érosion, et le produit de l'érosion de la série de Ségou-Madina Kouta qui était attaquée sur sa bordure NW et W s'y accumulaient. Au centre de cette fosse se mettent également en place des roches spilites sous-marines (basaltes ou andésites) et leur cortège volcano-sédimentaire. Sur les fractures bordières apparaissent au contraire des formations volcaniques à tendance acide (rhyolites, dellénites). Tous ces volcans peuvent former des reliefs importants.

Alors que les éruptions basiques se poursuivent encore, une glaciation a lieu, immédiatement suivie par une transgression : la tillite date de cette époque. Elle se dépose au N du parallèle 12° 20, directement sur le Birrimien, ce qui prouve que la série du Précambrien supérieur avait déjà été érodée dans cette zone.

Dans les eaux en voie de réchauffement, se déposent ensuite des dolomies calcaires, puis des silixites à faciès jaspes, suivies par des pélites. La mer où se déposent ces formations est sans doute assez profonde et bordée par des continents peu élevés, mais au centre de la fosse où se poursuit une activité volcanique basique, les pélites sont interstratifiées avec des grauwackes, des cinérites et des silixites.

A la suite de l'apparition de cordillères importantes, la mer s'étale et devient peu profonde : le produit de la destruction des cordillères attaquées vigoureusement sous un climat chaud, à alternance de saisons sèches et humides, se dépose dans un ou plusieurs bassins peu profonds mais très étendus et en voie de subsidence ce qui explique la grande épaisseur de ce dépôt de grès rouges (2.000 mètres au minimum d'après les données géophysiques).

Les plissements s'accroissent; sous une poussée venue du NW, le socle rejoue sous forme de grands blocs rigides sur lesquels la couverture sédimentaire s'adapte en un système complexe de plis et de failles inverses. Il semble y avoir eu une concentration des effets de

(1) Il est possible qu'il y ait eu localement une coupure importante entre pélites et grès avec érosion d'une partie de ceux-ci.

la tectonique sur deux lignes de faiblesse dont l'une correspondait aux séries de Bakel et de la Koulountou, l'autre à la série des Bassaris : dans ces zones un léger métamorphisme syntectonique apparaît. Ces plissements se sont effectués autour de 435 M.A; c'est-à-dire au début du Gothlandien. A cette époque l'émersion devait être générale.

Les produits de l'érosion de cette chaîne se déposent sous forme de grès blancs, dans des conditions épicontinentales; au Gothlandien moyen toute l'Afrique Occidentale est affectée par une transgression : les schistes à graptolites se déposent, suivis par des grès datant du Dévonien. Ce Gothlando-Dévonien semble d'ailleurs avoir presque complètement disparu au Sénégal mais connaît une grande extension en Guinée et en Mauritanie.

Après le dépôt du Dévonien ont lieu de nouveaux plissements causés par une poussée venue (du moins dans la partie nord) du N W. Cette tectonique se superpose en partie à celle de la chaîne gothlandienne (au Nord du parallèle 12° 30). Il semble pourtant que la zone de paroxysme des plissements se soit située plus à l'Ouest que lors de la phase du début du Gothlandien et que les plissements se soient considérablement amortis dans les séries de la Koulountou et de Bakel : alors que, par exemple, dans la série de Bakel la tectonique post-dévonienne est souvent caractérisée par un style tangentiel, dans la série de Youkounkoun elle ne donne plus que des larges plis de style saxon.

Au Sud du parallèle 12° 30 la tectonique post-dévonienne, peu marquée, se distingue par le fait que l'axe de poussée devait venir du Sud Ouest donnant ainsi des plis d'axe N W. Les mesures d'âges absolus ont montré que cette orogénie post-dévonienne aurait eu lieu entre 350 et 360 M.A.

Nous avons ensuite une immense lacune jusqu'au Quaternaire : les seules formations géologiques de cette période sont représentées par les dolérites mises en place sans doute au début du Secondaire, et par les formations latéritiques et alluviales qui ont commencé à se former à partir du Crétacé jusqu'à l'époque actuelle. Il semble d'ailleurs que cette immense lacune n'indique qu'un calme apparent.

La géomorphologie, et l'étude du bassin sédimentaire du Sénégal, montrent que des mouvements verticaux épiorogéniques ont eu lieu à diverses époques.

Il semble également que la zone de faiblesse que constituent les séries de style falémien ait continué à ne pas être stable : la bordure est du bassin sédimentaire qui possède apparemment une allure classique de limite de transgression, est en réalité jalonnée par toute une série d'anomalies magnétiques indiquant à plus ou moins grande profondeur la présence d'accidents profonds ayant servi de voies d'arrivée à des roches basiques.

Cette remarque nous amène à constater, d'une façon plus générale, que la zone étudiée a été depuis le Précambrien moyen affectée par un certain nombre de plissements aux directions sensiblement parallèles mais qui semblent avoir été de plus en plus déportés vers l'Ouest.

La vieille théorie de DANA suivant laquelle les géosynclinaux se tiennent en bordure des aires continentales et océaniques, et que chaque orogénèse contribue à augmenter le domaine continental aux dépens du domaine océanique, trouve ici une belle illustration.

Bien que l'histoire géologique du Sénégal oriental, telle qu'elle vient d'être exposée paraisse déjà fort complexe, j'ai conscience qu'elle ne constitue, en réalité, qu'un schéma fort simplifié. Ce travail ne pouvait d'ailleurs être qu'une ébauche en raison de l'ampleur du sujet traité : j'ai posé plus de problèmes que je n'ai pu en résoudre. Je pense tout de même avoir ainsi apporté ma modeste contribution à la Géologie si passionnante de l'Ouest africain.

Bibliographie

- ALSAC C. 1961 : Contribution à l'étude des albitophyres et ortho-albitophyres du dôme de Rémollon (Hautes-Alpes). *Travaux labo de Géol. Fac. Sci. Univ. Grenoble* — Tome 37, pp. 33-70.
- AMSTUTZ C. G. 1960 : Les roches spilithiques et les gites minéraux associés — Traduction Sanchez — *Travaux labo. de Géol. et Min. Fac. Sci. Univ. Clermont-Ferrand*. Série documentation n° 21 - 16 p. ronéo.
- ARNOULD A. 1959 : Note sur l'état d'avancement de la géologie et des prospections minières dans la région de Mako, cercle de Kédougou (Sénégal). *Archives Serv. Géol. Pros. Min. Dakar* - 19 p. ronéo.
- ARNOULD M. 1961 : Etude géologique des migmatites et des granites précambriens du NE de la Côte d'Ivoire et de la Haute Volta méridionale. *Thèse Fac. Sc. Clermont-Ferrand. Mémoires du B.R.G.M. n° 3 Paris*, 175 p.
- ARNOULD M., Ayme J.M. Nouvelle stratigraphie des séries primaires du Nord du Fouta-Dja-
- GUILLAUME R. 1959 : *lon. Bull. Soc. Géol. Fr. Paris* 7° série t. I., pp. 631-634.
- ARNOULD M. Mission géologique au Sénégal et en Guinée. *Archives Comp. Fr.*
- GUILLAUME R. 1959 : *Pétroles*, Paris.
- ARSANDEAUX H. 1909 : Contribution à l'étude des latérites. *C. R. Ac. Sci. Paris*, t. 149, pp. 682-685.
- 1910 : Nouvelle contribution à l'étude des latérites. *C. R. Ac. Sci. Paris*, t. 150, pp. 1687-1701.
- ASKLUND B. 1958 : Le problème Cambrien-Eocambrien dans la partie centrale des Calédonides suédoises. *Coll. intern. C.N.R.S. Fr. Paris* (1957) n° 76, pp. 39-52.
- AUBOIN J. 1959 : A propos d'un centenaire : les aventures de la notion de géosynclinal. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn., Paris*, 2° série, vol. II, fas. 3, pp. 125-188.
- BARRERE J. 1959 : La presqu'île du Kaloum et le massif du Kakoulima (République de Guinée). *Notes du Serv. Géol. Prosp. Min., Dakar*, n° 2, pp. 1-44.
- BASSOT J.P. 1959 : Rapport de fin de campagne 1958-1959. *Archives B.R.G.M., Dakar*, 89 p. ronéo.
- 1960a : Etude des zones granitiques et birrimiennes de la région de Kédougou. *Rapport B.R.G.M., Dakar*, 25 p. ronéo. *Archives Minist. T.P. Fédér. Mali*.
- 1960b : Attribution au Cambro-Ordovicien des formations falémiennes situées dans le triangle Dalafi-Youkounkoun-Kédougou (Sud Est du Sénégal) *C. R. Ac. Sci. Paris*, t. 251, n° 1, pp. 112-114.
- BASSOT J.P. Observations sur le Paléozoïque plissé et métamorphique au Nord du
- DELPY J. 1960a : Sénégal oriental, *C. R. Ac. Sci. Paris*, t. 250, n° 26 pp. 4405-4406.

- BASSOT J.P.
DELPY J. Observations nouvelles sur l'architecture du Primaire métamorphique
1960b : dans la région de M'Bout (Mauritanie) *C. R. Soc. Géol. Fr. Paris*,
n° 4, pp. 82-83.
- Sur l'âge Cambro-Ordovicien de la série d'Akjoujt (Mauritanie). *C.R.*
1960c : *Ac. Sci. Paris*, t. 250, n° 19, pp. 3206-3208.
- BASSOT J.P. 1961 : Etude géologique du Sénégal oriental — Rapport de fin de campagne
1961. *B.R.G.M., Dakar*, 37 p. ronéo. *Archives Serv. Min. Repub. Sénégal*.
- BAUD L. 1933a : Le conglomérat argilo-calcaireux dans la région de Kayes et de Bafou-
labé (Soudan occidental) et sa position stratigraphique. *C. R. Ac. Sci. Paris*, t. 197, pp. 172-173.
- 1933b : Nouvelle échelle stratigraphique des "grès horizontaux" pour la région
de Kayes (Soudan occidental) *C. R. somm. Soc. Géol. Fr. Paris*,
n° 14, pp. 214-216.
- 1950 : Notice explicative sur la feuille Kayes-Ouest. Carte géologique de
reconnaissance au 1/500.000. Levés effectués de 1932 à 1935 et
1942. *Publi. Dir. Mines A.O.F., Dakar*. 33 p., 1 dpl.
- BELLIERES J. 1949 : Observations sur les mylonites alpines dans le massif du Mont-Blanc.
Ann. Soc. Géol. Belgique. Bruxelles, t. 72, pp. 195-202.
- BENSE C. 1958a : La série stratigraphique de la région de Kiffa (Mauritanie orientale).
Bull. Soc. Géol. Fr. Paris, 7° série, t. 1, pp. 128-131.
- 1958b : Sur l'identité des formations sédimentaires de la région de Kiffa et du
Falémien de Sélibabi (Mauritanie). *Bull. Soc. Géol. Fr. Paris*, 7°
série, t. 1, pp. 183-186.
- BENSE C.
DELPY J. A propos de la position stratigraphique du Falémien de Mauritanie :
1958 : nouvelles observations sur la coupe de Touijigjigt. *C. R. Ac. Sci. Paris*, t. 247, pp. 2388-91.
- BENSE C. 1961-1964 : Les formations sédimentaires de la Mauritanie méridionale et du Mali
nord-occidental. *Thèse doct. Univ. Nancy*, 264 p. ronéo.
Mémoires B.R.G.M., n° 26.
- BERNARD A. 1958 : Contribution à l'étude de la province métallifère sous cévenole. *Thèse*
doctorat ès-sciences. Univ. Nancy, 2 vol. 640 p. ronéo.
- BILLINGS M.P. 1956 : Structural geology (second edition). *Engle woods Cliffs N.J. Prentice*
hall inc. 514 p.
- BLANCHOT A. 1953 : Le Précambrien de Mauritanie occidentale (esquisse géologique) *Bull.*
Dir. Féd. Mines Géol., A.O.F. Dakar, n° 17, 304 p.
- BODIN L. 1951 : Contribution à l'étude des granites birrimiens dans le Précambrien de
l'Afrique occidentale française. *Bull. Dir. Mines A.O.F., Dakar*,
n° 12, 113 p.
- 1956 : Sur la génèse de certains granites de l'A.O.F. Cycle de conf. *Serv.*
Géol. A.O.F. Dakar, inédit 33 p.
- BOIS J. 1961 : Mission Sud Bakel — campagne 1960-1961. *Rapport B.R.G.M.,*
Dakar, 40 p. ronéo. *Archives Serv. Mines Répub. Sénégal*.

- BONHOMME M. 1962 : Contribution à l'étude géochronologique de la plate-forme de l'Ouest africain — *Thèse doctorat ès-sciences Univ. Clermont-Ferrand*. 62 p.
- BONIFAS M. 1959 : Contribution à l'étude géochimique de l'altération latéritique. *Mém. Serv. Carte Géol. Alsace et Lorraine* n° 17, 1 vol. 159 p.
- BOURCART J. 1941 : Essai d'une classification raisonnée des matériaux meubles. *Bull. Soc. Géol. Fr. Paris*, 5^e série, t. XI. pp. 117-153.
- BOUSQUET J.C. 1961 : Nouvelles données sur les diabases-porphyrites de la région de Sangineto (Calabre) *Bull. Soc. Géol. Fr. Paris*, 7^e série t. III, n° 4, pp. 371-378.
- BOYD F.R. 1961 : Welded tuffs and flows in the rhyolite plateau of Yellowstone Park, Wyoming. *Geol. Soc. Amer. Bull.* vol. 72, n° 3, pp. 387-426.
- BRUNN J.H. 1961 : Les sutures ophiolitiques. Contribution à l'étude des relations entre phénomènes magmatiques et orogéniques. *Rev. Géogr. phys. et Géol. dyn. Paris*, vol. 4, fasc. 2, pp. 89-96 et fasc. 3, pp. 181-201.
- BURRI C. Die Jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens, *Bd. 1*, publ.
NIGGLI P. 1945 : *Vulkaninstitut Immanuel Friedlander* 634 p.
- BUSSIÈRES P. 1959 : Etude géologique de l'île de la Réunion — *Thèse doctorat ès-sciences Univ. Clermont-Ferrand*, 124 p. ronéo.
- CAROZZI A. 1953 : Pétrographie des roches sédimentaires — *Librairie de l'Université Lausanne*, 1 vol. 268 p.
- CAYEUX L. 1929 : Les roches sédimentaires de France — Roches siliceuses. *Mém. Carte Géol. Fr. Imprimerie Nat. Paris*, 696 p.
- 1931 : Introduction à l'étude des roches sédimentaires, *Mém. Carte Géol. Fr. Imprimerie Nat. Paris*, 2 vol.
- CHAUTARD J. Sur le phénomène de la latéritisation. *Bull. Soc. Géol. Fr. Paris*,
LEMOINE P. 1908 a : 4^e série, t. VIII, pp. 35-38.
- 1908 b : Sur la genèse de certains minerais d'alumine et de fer. Décomposition latéritique. *C.R. Ac. Sci. Paris*, t. 146, pp. 239-242.
- 1908 c : La latéritisation et ses relations avec la genèse de certains minerais d'alumine et de fer et de certains gîtes aurifères de la région tropicale. *Bull. Soc. Ind. Min. Paris* (4) t. 9, 5^e liv. 37 p.
- CHETELAT (de) E. 1932 : Rapport provisoire sur les recherches géologiques entreprises dans la subdivision de Youkounkoun et régions environnantes. *Archives Gt. Gal. A.O.F. Serv. Mines, Dakar*.
- 1933 : Recherches géologiques et morphologiques dans le N O de la Guinée française. La subdivision de Youkounkoun et régions environnantes. *Rev. Géogr. phys. et Géol. dyn. Paris*, vol. 6, fasc. 2, pp. 91-118.
- 1938 : Le modelé latéritique de l'Ouest de la Guinée française. *Rev. Géogr. phys. et Géol. dyn. Paris*, vol. 11, fasc. 1, 104 p.
- C. N. R. S. 1958 : Les relations entre Précambrien et Cambrien. Problème des séries intermédiaires. *Colloque international C. N. R. S. Fr. Paris (1957)*, n° 76, 1 vol. 272, p.

- CORRENS 1951 : Zugeochemie der Diagenese. *Geochemica et Cosmochimica Acta*, London, vol. 1, pp. 49-54.
- DALY R.A. 1933 : Granite and metasomatism. *Amer. Journ. of. Sc., New-Haven*, vol. 247, pp. 753-778.
- DARS R, SOUGY J. Nouvelle stratigraphie des séries paléozoïques de la région de Kayes
TESSIER F. 1957 : (Soudan français). *C.R. Ac. Sci. Paris*, t. 244, n° 18, pp. 2312-2314.
- DARS R., SOUGY J. 1958 : La stratigraphie du "Cambro-Ordovicien" de l'Ouest africain et ses relations avec le Précambrien. *Colloque international. C.N.R.S. Fr. Paris (1957)*, n° 76, pp. 223-237.
- DARS R. 1961 : Les formations sédimentaires et les dolérites du Soudan Occidental (Afrique de l'Ouest). *Thèse Univ. Paris, 1961. Mémoires du B. R. G. M.*, n° 12, Paris. 387 p.
- DEFOSSEZ M. 1951 : Rapport géologique sur la haute Gambie (Sénégal). *Archives Dir. Mines, A.O.F., Dakar*. 28 p. ronéo.
- DELAIRE L. 1947 : Rapport de mission en basse Guinée (novembre 46 — juillet 47). *Archives Gt. Gal. A.O.F., Dir. Mines Dakar*, 32 p. ronéo.
- DELPY J. 1958 : Esquisse structurale du bassin hercynien du Tagant (Mauritanie). *C. R. Ac. Sci., Paris*, t. 247, n° 20, pp. 1756-1758,
- DELPY J. 1959a : La limite Cambrien-Ordovicien au Tagant (Mauritanie). *C. R. somm. Soc. Géol. Fr. Paris*, n° 6, pp. 130-131.
- DELPY J. 1959b : Observations sur le Primaire du Tagant (Mauritanie). *Bull. Soc. Géol. Fr. Paris*, 7^e série, t. 1, n° 2, pp. 123-127.
- DELPY J. 1959c : Distinction de deux séries dans le Paléozoïque du Tagant occidental (Mauritanie). *Bull. Soc. Géol. Fr. Paris*, 7^e série, t. 1, n° 2, pp. 224-225.
- DELPY J. 1959d : Compilation sur le Précambrien supérieur et Paléozoïque inférieur de Guinée et de Sierra-Léone — *Archives B.R.G.M., Dakar*, 14 p.
- DENAEYER M. E. 1951 : Tableaux de Pétrographie. *Edit. Lamarre. Paris*, 1 vol. 111 p.
- DERRUAU M. 1956 : Précis de Géomorphologie. *Edit Masson et Cie., Paris*, 1 vol. 393 p.
- DEVIGNE J.P. 1958-1959 : Le Précambrien du Gabon occidental et régions limitrophes en Afrique équatoriale française. *Thèse Univ. Clermont-Ferrand. Bull. Dir. Mines et Géol. de l'A.E.F. Brazzaville*, n° 11, 315 p.
- DIDIER J., Sur les enclaves dans les différents types de granites du Massif Cen-
ROQUES M. 1959 : tral français. *C. R. Ac. Sci. Paris*, t. 248, n° 12, pp. 1839-1841.
- DIXEY F. 1925 : Geology of Sierra-Leone. *Quarterly Journal of the Geological Society of London*. t. 81, pp. 208-213 — Longmans, Green and Co., London.
- DOURTHE P., Nouvelles observations sur la série de la Gara Sayada (bordure N E
SERRA O. 1961 : de l'Eglab. Sahara Occidental). *Bull. Soc. Géol. Fr. Paris*, 7^e série, t. III, n° 2, pp. 127-132.
- EHRART H. 1956 : La génèse des sols en tant que phénomène pédologique. Théorie de la biorhéxistasie. *Edit. Masson et Cie. Paris*, 1 vol. 90 p.

- ESKOLA P. 1956 : Postmagmatic potash metasomatism of granite. *C. R. Soc. Géol. Finlande, Helsinki*, n° 29, pp. 85-100.
- ESPIRAT J.J. 1963 : Etude géologique de régions de la Nouvelle Calédonie Septentrionale (Extrémité Nord et versant Est). *Thèse Univ. Clermond-Ferrand*, 210 p.
- FALLOT P. 1944 : Tectonique hercynienne et tectonique alpine. *C. R. somm. Soc. Géol. Fr. Paris*, 5^e série, t. XIV, pp. 99-102.
- FOURMARIER P. 1950 : Principes de Géologie. *Edit Masson et Cie., Paris*, 2 vol. 1523 p.
- FOURMARIER P. 1962 : Les déformations mineures des roches (schistosité, microplissement, foliation dans les chaînes plissées de la zone méditerranéenne). *Mémoire hors-série Soc. Géol. Fr. Paris*, t 1, 656 p.
- FREY R. 1937 : La classification moderne des roches éruptives. *Notes et mémoires de la Dir. Gén. Trav. Publ. du Maroc. Serv. Mines et Carte Géol. Rabat*, n° 44, 127 p.
- FURON R. 1928 : Recherches sur la géologie et l'hydrographie ancienne du Sahel Soudanais (Aouker et Macina). *C. R. Soc. Géol. Fr. Paris*, t. CLXXXIII, n° 16, p. 276.
- FURON R. 1930 : Sur quelques points nouveaux de la Géologie du Soudan Occidental (Diawara, Kaarta, Fouladougou), *C. R. Ac. Sci., Paris*, t. 190, n° 3, pp. 196-198.
- FURON R., PEREBASKINE V. 1930 : Notice sur une carte géologique de reconnaissance du Soudan français. *Rev. Géogr. Phys. et Géol. dynam. Paris*, t. III, n° 1, pp. 77-91.
- FURON R. 1932 : Introduction à la géologie du Soudan Occidental. *Bull. Agence gén. Colon. Paris*, n° 283, pp. 1473-1553.
- FURON R. 1943 : Géologie de la Guinée Française — *Bur. Etudes Géol. et Min. Colon. Paris*.
- FURON R. 1959 : La carte structurale de l'Afrique : Historique, présentation et étude critique. *Chron. Mines d'O.M. et Rech. Min. Paris*, n° 273, pp. 79-88.
- FURON R. Esquisse structurale provisoire de l'Afrique. Carte Géol. au 10.000.000
- DAUMAIN G. 1959 : et notice explicative. *Congr. Géol. Internat. Ass. Serv. Géol. Africains*. 16 p.
- FURON R. 1960 : Géologie de l'Afrique. *Edit. Payot (2^e édition) Paris*, 400 p.
- GAUTIER R. Etude pétrographique au Nord de Linguekoto. *Archives Serv. Géol.*
- TROLY G. 1957 : *Prosp. Min. A.O.F., Dakar*, 32 p. ronéo.
- GIRAUDON R. 1962 : Etude d'indices de Plomb et de Molybdène à Tinkoto (Sud-Est du Sénégal) et annexe. *Rapport B.R.G.M., Dakar*, 43 p. ronéo. *Archives Serv. Mines Répub. Sénégal*.
- GLANGEAUD L. 1943 : Evolution des magmas du massif volcanique du Mont-Dore. *Bull. Soc. Géol. Fr. Paris*, 5^e série, t. XIII, pp. 419-440.
- GOGUEL J. 1952 : Traité de Tectonique. *Edit. Masson et Cie. Paris*, 1 vol. 383 p.
- GOLOUBINOW R. 1950 : Notice explicative sur la feuille Kankan-Est. Carte Géol. 1/500.000 *Gt. Gal. A.O.F., — Grande Imprimerie Africaine, Dakar*, 28 p.

- GRAVESTIJN J. 1962 : Mission Sud-Falémé — Rapport de fin de campagne 1961 (annexes) *Rapport B.R.G.M., Dakar. Archives Serv. Mines Répub. Sénégal* 61 p. ronéo.
- HARKER A. 1960 : Metamorphism (3^e édition). *Methuen and Co I.L.D. London*, 1 vol. 362 p.
- HOLTEDAHL O. 1958 : La Sparagmite Formation (Kjerulf) et l'Eocambrien (Brogger) de la Péninsule Scandinave. *Colloque international C.N.R.S. Fr. Paris 1957*, n° 76, pp. 33-38.
- HUBERT H. 1917 a : Géologie du Sénégal et des régions voisines. *Bull. Soc. Géol. Fr. Paris*, 4^e série, t. XVII, pp. 103-108.
- HUBERT H. 1917 b : Les diabases du Fouta-Djallon et leurs phénomènes de contact. *C. R. Ac. Sci., Paris*, t. 164, pp. 434-437.
- HUBERT H. 1918 a : Notice explicative. Carte géologique de l'A.O.F. au 1/1.000.000. Feuille 5 (Dakar). *Emile Larose Paris*.
- HUBERT H. 1918 b : Limite des grès siliceux horizontaux en Afrique Occidentale. *C. R. Ac. Sci., Paris*, t. 167, n° 18, pp. 646-648.
- HUPE P. 1958 : Essai de corrélation de quelques formations cambriennes et infracambriennes. *Colloque international C.N.R.S. Fr. Paris, 1957*, n° 76, pp. 163-168.
- JACQUET F. 1934 : Rapport sommaire et croquis géologiques pour servir à l'établissement d'une carte au millionième au Sénégal. *Gt. Gal. A.O.F. — Serv. Géol. Dakar*.
- JACQUET F.,
NICKLES M. 1937 : Sur les relations de la chaîne du Sénégal oriental avec les plateaux mauritaniens et soudanais. *C. R. Ac. Sci. Paris*, t. 205, pp. 1165-1167.
- JAFFE 1955 : Les ophiolites et les roches connexes de la région du Col des Gets. *Imprimerie Leemann S.A. Zurich* (Thèse n° 1236, Genève).
- JEREMINE E. 1945 : Note sur quelques roches métamorphisées au contact des dolérites de la Guinée Française. *Bull. Soc. Géol. Fr. Paris*, 5^e série, t. XV, pp. 439-450.
- JUNG J.,
ROQUES M. 1936 : Les zones d'isométabolisme dans le terrain cristallophyllien du Massif Central français. *Rev. Sci. nat. Auvergne, Clermont-Ferrand*, t. I, fasc. 4, 62 p.
- JUNG J.,
ROQUES M. 1952 : Introduction à l'étude zonéographique des formations cristallophylliennes. *Bull. Serv. Carte Géol. Fr. Paris*, n° 235, t. L, 62 p.
- JUNG J. 1958 : Précis de Pétrographie. *Edit. Masson et Cie., Paris*, 314 p.
- JUNG J.,
BROUSSE 1958 : Précisions nouvelles sur la constitution et sur l'origine des roches volcaniques. *Bull. Soc. fr. Min. Crist.*, t. LXXXI, pp. 133-141.
- JUNNER N.R. 1940 : Géologie de la Gold-Coast et du Togo occidental. *Bull. Gold-Coast Geological Survey*, n° 11 (Trad. Dir. Fed. Min. Géol., Dakar — 1941, 57 p.).
- KRUMBEIN W.C.,
SLOSS L.L. 1955 : Stratigraphy and Sedimentation. *W.H. Freeman and Company, San Francisco*. 497 p.

- LACROIX A. 1905 : Les roches éruptives basiques de la Guinée Française. *C. R. Ac. Sci. Paris*, t. 140, pp. 410-413.
- LACROIX A. 1914 : Les latérites de Guinée. *C. R. Ac. Sci. Paris*, t. 158, pp. 835-838.
- LACROIX A. 1933 : Contribution à la connaissance de la composition chimique et minéralogique des roches éruptives de l'Indochine. *Bull. Serv. Géol. Indochine, Hanoï*, vol. XX, fasc. 3.
- LACROIX A. 1941 : Les Glauconites de Nouvelle-Calédonie et les roches qui les accompagnent. Leur composition et leur genèse. *Mémoires Ac. Sci. de l'Institut de France, Paris*, t. 65.
- LAFFITTE P. 1957 : Introduction à l'étude des roches métamorphiques et des gîtes métallifères. Physico-chimie et thermodynamique. *Edit. Masson et Cie., Paris*, 1 vol. 343 p.
- LAMEYRE J. 1958 : La partie Nord du Massif des Grandes Rousses. *Ext. Travaux labo. de Géol. Fac. Sci. Univ. Grenoble*. t. 34, pp. 83-152.
- LAPADU-HARGUES P. Essai sur une classification génétique des massifs granitiques. *Rev. Sci. nat. Auvergne, Clermont-Ferrand, n. s.*, vol. 23, fasc. 1-2, pp. 19-31, 1957.
- LAPADU-HARGUES P. Observations à propos des amphibolites. *C. R. somm. Soc. Géol. Fr.* 1958 : *Paris*, fasc. 6, pp. 132-133.
- LAPADU-HARGUES P. A propos des massifs d'amphibolites du Limousin et de la Haute-1959 : Vienne (M.C. français). *C. R. somm. Soc. Géol. Fr. Paris*, fasc. 1, pp. 10-11.
- LAPPARENT (de) J. 1909 : Etude comparative de quelques porphyroïdes français. *Bull. Soc. Fr. Min. Paris*, t. XXXII, pp. 174-304.
- LAPPARENT (de) J. 1930 : Les bauxites de la France méridionale. *Mémoires Carte Geol. Fr., Paris*, 186 p.
- LAUBARD J.M. 1953 : Principaux types de structure des schistes cristallins. *Rev. Sci. nat. Auvergne, Clermont-Ferrand*, 48 p.
- LECOINTRE G. Sur les graptolites gothlandiens de la Guinée Française. *A.F.A.S.*, LEMOINE P. 1924 : *C. R. 18^e session, Liège*, pp. 387-388.
- LEGOUX P. 1938 : Extension vers le Sud de la série inférieure plissée de l'A.O.F. *C. R. somm. Soc. Géol. Fr. Paris*, pp. 296-297.
- LEGOUX P. 1939 : Esquisse géologique de l'A.O.F. *Bull. Serv. Mines A.O.F., Dakar*, n° 4, 1 vol. 134 p.
- LEHINGUE J. 1955 : Rapport de fin de campagne. *Dir. Fed. Mines et Géol. A.O.F., Dakar. (inédit)*.
- LETOLLE R. 1962 : Observations sur la composition isotopique du potassium dans certaines roches. *C.R. Ac. Sci. Paris*, t. 254, n° 12, pp. 2505-2506.
- LOMBARD A. 1956 : Géologie sédimentaire : les séries marines. *Edit. Masson et Cie., Paris*, 1 vol. 722 p.
- MACHENS E. 1958 : Etude géologique des rhyolites de la Tominé. *S.G.P.M., A.O.F., Dakar. (inédit)*.

- MAIGNIEN R. 1958 : Le cuirassement des sols en Afrique tropicale de l'Ouest. *Thèse Univ. Strasbourg 1958. Mémoires Serv. Carte Géol. Alsace et Lorraine*, n° 16, 240 p.
- MAISONNEUVE J. 1960 : Etude géologique sur le Sud de la Corse. *Thèse Univ. Clermont-Ferrand. Bull. Serv. Carte Géol. Paris*, n° 260, t. LVII, 236 p.
- MARCHESSEAU J. 1959 : Rapports mensuels inédits. *Archives B.R.G.M., Dakar*.
- MARMO V. 1955 : The Petrochemistry of some Precambrien granite of West Africa and Petrochemical comparaison with the svecofennide granites of Finland. *Amer. Journ. Sci., New-Haven*. vol. 253, pp. 391-417.
- MARMO V. 1956 : On the granites. *Amer. Journ. Sci., New-Haven*. vol. 254, n° 8, pp. 479-492.
- MARMO V. 1958 : The problem of latekinematic granites. *Schweiz. min. petrogr. Mitt., Zurich*, t. 38, n° 1, pp. 19-42.
- MARTINET B.,
SOUGY J. 1957 : Utilisation pratique des classifications chimiques des roches carbonatées C. R. Soc. Géol. Fr. Paris, n° 15, p. 367 (résumé).
- MARVIER L. 1953 : Notice explicative de la Carte Géologique de l'ensemble de l'Afrique Occidentale Française. *Bull. Dir. Mines A.O.F., Dakar*, n° 16, 104 p., 1 carte géol. au 1/6.000.000.
- MICHEL P. 1959 : Dépôts alluviaux et dynamique fluviale. *Rapport B.R.G.M., Dakar*.
- MICHEL P. 1960 : Note sur les formations cuirassées de la région de Kédougou. *Rapport B.R.G.M., Dakar*.
- MICHEL P. 1960 : L'Evolution géomorphologique des bassins du Sénégal et de la Haute-Gambie. Ses rapports avec la prospection minière. *Rev. Géomorph. dyn.* n° 5, 143 p.
- MICHEL R. 1953 : Contribution à l'étude pétrographique des pépérites et du volcanisme tertiaire de la Grande Limagne. *Travaux labo. Géol. et Min. Fac. Sci. Univ. Clermont-Ferrand*, fasc. 1, 140 p.
- MICHOT P. 1948 : Essai d'une classification naturelle des roches granitiques. *Bull. classe Sci. Acad. roy. Belgique, Bruxelles*, 5° série, t. XXXVI.
- MILLOT G. 1957 : Des cycles sédimentaires et de trois modes de sédimentation argileuse C. R. Ac. Sci. Fr., Paris, t. 244, n° 20, pp. 2536-2539.
- MILLOT G. 1960 : Silice, silex, silicifications et croissance des cristaux. *Bull. Serv. Carte Géol. Alsace et Lorraine*, t. 13, fasc. 4, pp. 129-146.
- MILLOT G., PERRIAUX J.,
LUCAS J. 1961 : Signification climatique de la couleur rouge des grès permotriasiques des Vosges et des grandes séries détritiques rouges. *Bull. Serv. Carte Géol. Alsace et Lorraine*, t. 14, fasc. 4.
- MONOD Th. 1952 : L'Adrar mauritanien. *Bull. Dir. Mines A.O.F., Dakar*, n° 15, 2 vol. 452 p.
- MORIN Ph. 1952a : Existence du Cambrien dans le Maroc Central. C. R. Ac. Sci. Fr., Paris, t. 254, n° 12, pp. 2198-2199.
- MORIN Ph. 1962b : Les séries volcano-sédimentaires cambriennes du Maroc Central. C. R. Ac. Sci. Fr., Paris, t. 254, n° 13, pp. 2396-2398.

- NICKLES M. 1936 : Des grandes lignes géologiques des bassins de la Falémé et de la Gambie. *Gt. Gal. A.O.F., Serv. Géol. Dakar.*
- OULIANOFF N. 1958 : Le métamorphisme des roches dans ses rapports avec les mouvements tectoniques. *Bull. labo. Géol. Min. Géophys. et Mus. Géol. Univ. Lausanne*, n° 123, 1 fasc., 15 p.
- PERONNE Y. 1957 : Rapport géologique sur la terminaison NE du Massif granitique de Saraya. *Rapport S.G.P.M. A.O.F., Dakar*, 26 p. ronéo.
- PERONNE Y. 1960 : Mission Kayes - Kédougou — Rapport de la campagne de prospection (décembre 1959 - mai 1960). *Féd. Mali, Minist. T.P.*, 36 p. ronéo.
- PERRIN P., ROUBAULT M. 1941 : Quelques observations sur la spilite de Montvernier (Savoie). *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, t. 76, pp. 161-171.
- PETERLONGO J.M. 1960 : Les terrains cristallins des monts du Lyonnais (Massif Central français). *Thèse Clermont 1960. Ann. Fac. Sci. Univ. Clermont-Ferrand : Géologie et Minéralogie*, fasc. 4, 1 vol. 187 p.
- PETTIJOHN F.J. 1957 : Sedimentary rocks. *Edit. Harper and Brothers. New-York* (2° éd.) 1 vol. 718 p.
- POLLET J.D. 1952 : The Geology and mineral resources of Sierra Leone. *Col. Géol. Min. Ress.*, vol. 3, n° 1, pp. 3-28.
- POUEYTO A. 1958 : Contribution à l'étude des grès inférieurs du Sahara septentrional. *Colloque international C.N.R.S., Paris 1957*, n° 76, pp. 191-197.
- POULSEN C. 1958 : Quelques remarques sur le Cambrien inférieur et l'Eocambrien du Groënland et d'autres régions septentrionales. *Colloque international C.N.R.S., Paris 1957*, n° 76, pp. 25-32.
- PRUVOST P., ROCH E., SATO T. 1961 : Le concept du cycle sédimentaire : retouches et compléments. *C. R. Ac. Sci. Fr., Paris*, t. 253, pp. 1742-1744.
- RADIER H. 1957-1959 : Contribution à l'étude géologique du Soudan Oriental (A.O.F.). *Thèse Univ. Strasbourg — Bull. Serv. Géol. Prosp. Min. A.O.F., Dakar*, n° 26, 2 vol. 556 p.
- RAGUIN E. 1943 : Géologie des gîtes minéraux. *Edit. Masson et Cie. Paris*, 1 vol. 641 p.
- RAGUIN E. 1957 : Géologie du granite. *Edit. Masson et Cie. Paris*, 1 vol. 275 p. (2° éd.).
- RECH-FROLLO M. 1960 a : Caractères du faciès flysch et problèmes de sédimentation. *Intern Geol. Cong. Copenhagen*. Part. XXIII, pp. 96-101.
- RECH-FROLLO M. 1960 b : Flysch et Molasse. *Bull. Soc. Géol. Fr., Paris*, 7° série, t. II, n° 6, pp. 752-757.
- RENAUD L., DELAIRE L. 1955 : Notice explicative Carte Géologique au 1/50.000, feuille Conakry-Est. *Publi. Dir. Mines A.O.F., Dakar*, 19 p. 1 carte.
- RENAUD L. 1957 : Sur la position stratigraphique du Falémien de Mauritanie. *C. R. Ac. Sci. Fr., Paris*, t. 245, pp. 1638-1641.
- RENAUD L. 1958-1961 : Le Précambrien du SW de la Mauritanie et du Sénégal Oriental. *Thèse Univ. Clermont-Ferrand — Mémoires B.R.G.M., Paris*, n° 5, 140 p.

- RICHARD-MOLARD J. Afrique Occidentale Française (3^e éd.). *Edit. Berger Levrault, Paris*, 1956 : 1 vol. 252 p.
- RICHARD-MOLARD J., Une synthèse du Précambrien-Ouest-Africain. *Bull. I.F.A.N. Dakar*,
MONOD Th. 1950 : t. XII, n° 12, pp. 523-530.
- RITTMANN A. 1962 : Volcanoes and their activity. *J. Wiley and Sons Inc. New-York*, 1 vol. 305 p.
- ROCCI G. 1955-1957 : Formations métamorphiques et granitiques de la partie occidentale du Pays Reguibat. *Thèse Univ. Nancy. Bull. Dir. Féd. Mines Géol. A.O.F., Dakar*, n° 21, 2 tomes, 480 p.
- ROCCI G. 1962 : Réinterprétation du Birrimien du Guidimaka (Mauritanie méridionale). *C. R. Ac. Sci. Fr., Paris*, t. 255, pp. 3.200-3.202.
- ROQUES M. 1948 : Le Précambrien de l'A.O.F. *Bull. Soc. Géol. Fr., Paris*, 5^e série, t. XVIII, n° 8 et 9, pp. 589-628.
- ROQUES M. 1949 : Géologie de l'A.O.F. *Encycl. col. marit., Paris*, t. 1 : A.O.F., pp. 197-204.
- ROQUES M. 1956 : La mesure du temps en géologie — *Rev. Sci. Natur. d'Auvergne*, t. 70, pp. 65-78.
- ROURE G. 1956 : La Haute-Gambie et le parc national de Niokolo-Koba. *Edit. Grande Imprimerie Africaine, Dakar*, 1 vol. 192 p.
- ROUTHIER P. 1944 : Essai sur la chronologie des roches vertes mésozoïques des Alpes occidentales. *Bull. Soc. Géol. Fr., Paris*, 5^e série, t. XIV, pp. 117-145.
- SAGATZKY J. 1948 : Géologie de la boucle de la Gambie (cercle de Haute-Gambie-Sénégal). *Dir. Mines A.O.F., Dakar*, 40 p. ronéo.
- SERVICE de GEOLOGIE et Analyse des roches silicatées de l'Afrique Occidentale Française. *Bull. de PROSPECTION MINIERE n° 27, Dakar*, 279 p.
de l'A.O.F. 1958 :
- SINCLAIR Jh. 1918 : Sur l'âge des grès de la Guinée Française. *C. R. Ac. Sci. Fr., Paris*, t. 168, pp. 417-418.
- SITTER (de) L.U. 1956 : Structural geology. *McGraw-Hill Book Company Inc., New-York* (1^{re} éd.), 552 p.
- SKAWYTCH C. 1933 : Rapport sur l'étude géologique du Sud-Est du Sénégal. *Gt. Gal. A.O.F., Serv. Mines, Dakar*.
- SOUGY J. 1960-1964 : Les formations paléozoïques du Zemmour noir. *Thèse doctorat ès sciences. Univ. Nancy. Ann. Fac. Sci. Univ. Dakar*, t. XV, série Sc. de la Terre, n° 1.
- SOULE DE LAFONT D. Rapport de tournée dans le bassin de la Falémé (Soudan). *D.F.M.G.*
1955 : *A.O.F., Dakar*, 31 p. ronéo.
- SOULE DE LAFONT D. Le Précambrien moyen et supérieur de Bondougou (Côte d'Ivoire).
1955-1956 a : *Thèse Univ. Paris. Bull. Dir. Féd. Mines et Géol. A.O.F., Dakar*, n° 18, 163 p.
- SOULE DE LAFONT D. Rapport de mission dans le bassin de la Falémé (janvier - mars 1956).
1956 b : *S.G.P.M. A.O.F., Dakar*, 22 p. ronéo.

- SOULE DE LAFONT D. Rapport préliminaire sur les gisements de fer de la rive sénégalaise du 1957 : bassin de la Falémé (Sénégal). *S.G.P.M. A.O.F., Dakar*, 45 p. ronéo.
- SOULE DE LAFONT D. Pegmatites lithiques et pneumatholytes stannifères au Soudan et au 1958 : Sénégal. *Chron. Min. Outre-mer et Rech. Min., Paris*, n° 267, pp. 245-251.
- STRAKHOV N.M. 1957 : Méthode d'étude des roches sédimentaires. Traduction Saint-Aubin, A. Vatan et autres (1958). *Ann. Serv. Inform. Géol. B.R.G.M., Paris*, n° 35, 2 t. 1077 p.
- TAGINI B. 1959 : Mission de Recherches Minérales à Kédougou (Sénégal). Compte-rendu de la campagne 1958-1959. *S.G.P.M., A.O.F., Dakar*, 105 p. ronéo.
- TANE J.L. 1961 : Contribution à l'étude des laves d'âge triasique de la zone alpine externe. *Travaux Labo. Géol. Fac. Sci. Univ. Grenoble*, t. 37, pp. 157-166.
- TERMIER G. et H. 1952 : Histoire géologique de la biosphère *Edit. Masson et Cie., Paris*, 1 vol. 751 p.
- TERMIER G. et H. L'Evolution de la lithosphère 1) Pétrogénèse 2) Orogénèse. *Edit. 1956-1957 : Masson et Cie., Paris*, vol. 1 : 653 p., vol. 2 : 940 p.
- TERMIER G. et H. 1957 : Quelques faits paléogéographiques et paléoécologiques relatifs à la limite de l'Antécambrien et du Cambrien. *Rev. Gén. Sci. pures et appl., Paris*, t. 64, n° 9-10, pp. 285-291.
- TERMIER P. 1897 : Sur le graduel appauvrissement en chaux des roches éruptives de la région du Pelvoux. *C. R. Ac. Sci. Fr., Paris*, t. 124, 623 p.
- TERMIER P. 1898 : Sur l'élimination de la chaux par métasomatose dans les roches basiques de la région de Pelvoux. *Bull. Soc. Géol. Fr., Paris*, t. XXV, pp. 165-192.
- TESSIER F., DARS R., Mise en évidence de charriage dans la série d'Akjoujt. *C. R. Ac. SOUGY J. 1961 : Sci. Fr., Paris*, t. 252, pp. 1.186-1.188.
- TURNER F.J. 1948 : Roches métamorphiques. *Traduction 1949. J. Guigues et L. Laplaine. Bureau Géologique, Tananarive*, 274 p.
- TURNER F.J., Igneous and metamorphic Petrology. *McGraw-Hill Book Company VERHOOGEN F. 1960 : Inc., New-York (2° éd.)*, 694 p.
- VATAN A. 1958 : Pétrographie sédimentaire. *Edit. Technip., Paris*, 1 vol. 279.
- VILLEMUR J.R. 1955 : Rapport de fin de campagne 1954-1955. Feuille Taoudenni au 1/500.000. *D.F.M.G. A.O.F., Dakar*, 36 p.
- VILLEMUR J.R. 1960 : Stratigraphie du Cambro-Silurien du Nord Ouest du bassin de Taoudenni (Mauritanie). *C. R. Soc. Géol. Fr., Paris*, n° 1, pp. 11-12.
- VOGT J. 1958 : Aspects de l'évolution morphologique récente de l'Ouest Africain. *S.G.P.M. A.O.F., Dakar*, 16 p. dactylo.
- VUAGNAT M. 1946 : Sur quelques diabases suisses. Contribution à l'étude du problème des spilites et des pillow-lavas. *Bull. Suisse Min. Pétrog.* t. XXVI, pp. 116-228.

- WAYNE BURNHAM C. Facies and subfacies of hydrothermal alternation. *Economic geology*, 1962 : vol. 57, pp. 768-784.
- WENTWORTH C.K. 1936 : An Analysis of the shapes of glacial cobbles. *Journ. Sedim. Petrol. U.S.A.*, vol. 6, pp. 85-96.
- WITSCHARD F. 1960 : Rapport de fin de mission Kayes-Kédougou, (1^{er} décembre 1959-15 juin 1960). *Rapport B.R.G.M., Dakar. Archives Minist. T.P., Féd. Mali*, 25 p. ronéo.
- WITSCHARD F. 1961 : Mission Sud Falémé. Rapport de fin de mission (novembre 1960-juin 1961). *Rapport B.R.G.M., Dakar. Archives Serv. Mines, Républ. du Sénégal*, 34, p. ronéo.
- WITSCHARD F. 1962 : Mission Est Saraya. Rapport de fin de campagne 1962. *Rapport B.R.G.M., Dakar. Archives Serv. Mines Républ. Sénégal*. 64 p. et fig.
- ZIMMERMANN M.,
BRIOTET H. 1958 : Rapport géologique sur la région de Kayes-Kiffa-Moudjeria. Bordure SW du massif paléozoïque de Taoudenni. *Archives Soc. Afric. Pétroles, Dakar*.
- ZIMMERMANN M. 1960 : Nouvelle subdivision des séries antégothlandiennes de l'Afrique Occidentale (Mauritanie, Soudan, Sénégal). *Intern. Geol. Cong. Copenhague*, part. VIII, pp. 26-36.

LIEU DE PRELEVEMENT ET NATURE PETROGRAPHIQUE
DES ROCHES DONT L'ANALYSE FIGURE
DANS LE TABLEAU II

N° Echantillon	Long. W	Lat. N	Lieu de prélèvement	Nature pétrographique
Volcanisme birimien				
235	12°06	13°39	Konkotou	Basalte (Amphibolite)
255	12°06	13°34	1 km N E de Bransan	Basalte α (Amphibolite)
270	12°06	13°06	S de Mamakono (Route Bambaraya)	Basalte β (Métabasalte)
755	12°07	13°44	3 km S de Dioubéba	Basalte (Amphibolite)
854	11°41	13°46	4 km SW de Saboussiré	Dacite (Métabasalte)
948	13°44	11°40	Kéniéba (sortie est)	Andésite α (Métabasalte)
1078	12°22	12°50	2 km Ouest de Bafoundou	Sakalavite (Métabasalte)
1086	12°17	12°41	6 km E.N.E de Bantata	Basalte doreitique (Métabasalte)
1151	12°19	12°51	4 km E de Mako	Péridopyroxénite feldspathique (faciès méta)
G1	12°07	12°55	Environs de Tinkoto	Rhyolite alcaline (faciès méta)
G2	"	"	"	Rhyolite monzonitique (faciès méta)
G3	"	"	"	Dacite (faciès méta)
G4	"	"	"	Gabbro (méta gabbro)
G5	"	"	"	Norite hypocalcique (Serpentine)

Granites syn ou tarditectoniques type Kakadian

228 bis	12°10	13°39	2 km à l'Est de Sonfara	Diorite quartzique
662	12°12	13°09	Ouassa	Micro granodiorite
744	12°06	13°42	Konkotou	Diorite quartzique (hypo potassique)
751	12°08	13°40	Goulouguina	Diorite
794	12°03	13°36	Samboko	Granite akéritique
848	11°44	13°41	Kéniéba	Granite akéritique
880	11°45	14°00	Dinnguilo	Granite akéritique (tendance alcaline sodique)
887	13°52	11°46	Bemmbokoto	Granite akéritique
898	13°45	11°57	10 km SW de Bokoutinnti	Granite akéritique
915	13°55	11°58	2 km Ouest de Dalaoulé	Granite akéritique
920	13°57	12°02	Diombaloye (sortie est)	Granite alcalin
921	13°57	12°02	Diombaloye	Granite alcalin (tendance sodique)
Diabougou B 27	?	?	Diabougou	Granodiorite
Ouassa B 27	12°14	13°10	2 km S de Ouassa	Microgranodiorite
X. P. 639	?	?	Environs de Badon	Granite à tendance alcaline

Granites syn ou tarditectoniques types Saraya et Boboti x.

1545 x	11°33	12°38	Marigot Boboti	Granite alcalin
1571	11°40	12°33	Dar Salam (sortie sud)	Granite akéritique (tendance plauénite)
1591	11°54	12°31	Sakouya	Granite alcalin
1547 bis x	11°31	12°38	Marigot Boboti	Akérite
1665	11°52	12°50	Sortie ouest de Birimbou	Granite à tendance granodioritique
Ylimalo x B 27	11°29	13°05	Ylimalo	Granite

B. 27 : Analyse extraite du Bulletin n° 27 du S.G.P.M. de l'A.O.F. (1958) Dakar.

LIEU DE PRELEVEMENT ET NATURE PETROGRAPHIQUE DES ROCHES DONT L'ANALYSE FIGURE DANS LE TABLEAU II

N° Echantillon	Long. W	Lat. N	Lieu de prélèvement	Nature pétrographique
Granites syn ou tarditectoniques types Saraya et Boboti				Détermination
Saraya B 27	11°45	12°48	Saraya	Granite monzonitique
Mt Gotou B 27	11°32	12°45	Mont Gotou	Plauénite quartzifère x
Kouroudiako B 27	11°26	12°53	Gisement du Kouroudiako (sondage)	Microdiorite x
Satadougou B 27	11°24	12°36	Satadougou	Microgranite akéritique x

x Roche appartenant au complexe granitique de type Boboti.

Granites a ou post tectoniques

51	12°19	12°33	Nord Ouest de Bandafassi	Diorite quartzique (tendance oligoclasite)
262	12°04	13°11	Mamakono (sortie ouest)	Granite akéritique
331	12°30	12°44	Fleuve Gambie (aval Soukouta)	Granodiorite
1464	11°51	13°07	Sambarabougou	Granite akéritique
Magnankanti B 27	12°27	12°48	3 km Nord de Magnankanti	Granodiorite
G6	12°07	12°55	Environs de Tinkoto	Granite akéritique
G7	"	"	" " "	Granite akéritique
G8	"	"	" " "	Granite akéritique
G9	"	"	" " "	Aplite alcaline
G11	?	?	" de Dioudiounkonko	Granite akéritique
G10	"	"	" de Tinkoto	Granodiorite

Granites de l'Ouest (séries de Youkounkoun et de la Koulountou)

423	13°08	12°56	4 km au Nord de M'Pantié	Granite akéritique
439	13°19	13°02	2 km en amont du gué de Damantan	Granite akéritique (tendance monzonitique)
1674	13°02	13°12	E.S.E. de Dienoundialla	Granite akéritique

Volcanisme cambrien

17	12°49	12°38	Col à l'ouest de Salémata	Dacite (Schiste vert)
143	12°44	12°37	M'Bema	Andésite (Spillite)
360	12°45	12°38	1 km Ouest de Dar Salam	Basalte (Amphibolite)
380	12°45	12°36	Route Kédougou-Youkounkoun Est de Diaha	Basalte spilitique
397	12°50	12°28	Ketiouri	Trachyphonolite
1015	12°49	12°37	1 km au Sud de Nangare Peuhl	Andésite spilitique
1017	12°49	12°37	SW Nangare Peuhl	Basalte sodique (Schiste vert)
1048	12°16	14°36	7 km Ouest d'Amadji	Andésite sodique
1405	12°47	12°47	Extrémité ouest de l'Ore Bowal	Basalte (légèrement métamorphique)
433bis x	13°11	12°56	2 km aval de M'Pantié	Rhyolite alcaline (Dellénite)
434 x	13°10	12°56	Aval de M'Pantié (8 km aval)	Rhyolite alcaline (Porphyroïde)
441 x	13°09	13°04	3 km à l'Est de Patte d'Oie	Rhyolite akéritique (Porphyroïde)
444 x	13°08	13°08	6 km Est de la Patte d'Oie	Rhyolite calcoalcaline (Dellénite)
1349 x	13°04	13°03	Marigot Niokolo-Koba	Andésite

x Roche appartenant aux complexes volcaniques des séries de Youkounkoun et de la Koulountou.

LIEU DE PRELEVEMENT ET NATURE PETROGRA-
PHIQUE DES ROCHES DONT L'ANALYSE FIGURE
DANS LE TABLEAU II

N° Echantillon	Long. W	Lat. N	Lieu de prélèvement	Nature pétrographique
----------------	------------	-----------	---------------------	-----------------------

Dolérites

118A	12°51	12°25	Piton de Nangagni	Diorite quartzique (granophyre)
123	12°57	12°24	Guingan	Dolérite
173	12°26	12°02	Tandamouléré	Dolérite
168	12°22	12°01	Holo	Dolérite
169	12°22	12°01	Holo (bas de la falaise)	Basalte
1680	12°18	12°32	Bandafassi (bas de la falaise)	Dolérite
1681	"	"	" (milieu de la falaise)	Dolérite
1682	"	"	" (haut de la falaise)	Dolérite

TABLEAU II

Volcanisme birrimien

N°	235	255	270	755	854	948	1078	1086	1151	G1	G2	G3	G4	G5	
Analyste	B.M.	B.M.	B.M.	B.M.	B.M.	B.M.	B.M.	B.M.	B.M.	B.M.	B.M.	B.M.	B.M.	B.M.	
									Extraites du rapport GIRAUDON 1961						
Si O2	48,75	50,80	42,20	47,35	56,85	55,95	55,60	50,70	41,50	73,3	61,80	60,10	49,40	36,65	
Al2 O3	15,00	12,55	15,00	13,80	12,80	15,70	12,80	11,55	6,05	14,40	15,70	15,10	15,05	2,00	
Fe2 O3	3,30	7,45	3,15	4,50	4,50	4,20	4,00	5,70	5,80	2,05	0,80	0,75	2,60	7,90	
Fe O	8,75	3,35	9,20	9,65	3,05	4,95	6,30	4,85	8,10	0,50	6,57	6,00	10,90	3,25	
Mn O	0,20	0,15	0,20	0,20	0,11	0,14	0,14	0,18	0,17	0,02	0,08	0,08	0,21	0,14	
Mg O	6,85	8,15	13,60	7,65	4,90	3,90	5,25	8,20	25,0	0,60	3,00	5,20	6,50	35,00	
Ca O	10,75	11,55	10,95	11,50	3,40	6,10	10,40	7,60	4,35	0,40	2,70	5,60	9,25	0,50	
Na2 O	2,65	2,00	1,12	1,55	5,00	3,35	2,30	3,45	0,65	4,60	4,75	3,70	2,60	0,11	
K2 O	0,35	1,40	0,08	0,90	1,00	2,40	0,18	3,35	0,30	1,65	1,30	1,10	0,26	0,06	
Ti O2	0,90	1,50	0,50	1,00	0,70	0,80	0,70	0,65	0,45	0,30	0,10	0,60	1,05	0,10	
P2 O5	0,05	0,08	0,05	0,12	0,22	0,26	0,08	0,36	0,06	0,15	0,20	0,20	0,07	0,03	
H2 O+	2,10	1,30	3,80	1,55	2,60	1,20	2,35	2,55	6,70	1,93	1,90	1,50	1,55	11,20	
H2 O	0,20	0,10	0,20	0,20	0,15	0,15	0,15	0,70	0,35	0,60	0,15	0,25	0,25	0,65	
CO2			0,50		4,10				0,35					0,30	
Total	99,86	100,38	100,55	99,97	99,34	99,11	100,25	99,84	99,72	100,50	99,05	100,18	99,69		
% An	44,2	44,2	87,6	79,9	33	56,0	69,9	28,3	80,9	5,1	34,3	55,4	71,1	50,0	
Or/Pl.	0,03	0,22	0,06	0,14	0,11	0,29	0,03	0,56	0,99	0,24	0,15	0,13	0,03	0,35	
Paramètres de Niggli	P	III	III	III	III	II	II	(II) III	III	IV	I	II	II	III	V
	q	5	(4) 5	5	5	4'	(4) 5	4	5	5	3	4	4'	5	5
	r	4	3 (4)	4 (5)	4	2	3	4	2	4	1	2	3	4	1
	s	'5	'4	5	4	'3	'4	5	3'	4	4'	2 (3)	4'	'5	'4
Paramètres C.I.P.W.	Si	112	117	80,3	103,9	190,0	165,7	149,7	123,4	72,2	415	222	184	117	58
	al	20,2	17	16,8	17,8	25,11	27,3	20,2	16,5	6,2	47,8	33,2	27,2	20,9	1,9
	fm	46,8	47,8	58,6	50,5	44,35	39,2	43,5	50,4	84,24	18,7	38,2	41,1	49,4	95
	c	26,6	28,5	22,6	27,04	12,25	19,4	30,0	19,8	8,1	2,4	9,3	18,4	23,4	0,9
	alc	6,3	6,5	2,17	4,68	18,28	14,1	6,3	13,3	1,4	31	19,4	13,3	6,4	0,3
	k	0,06	0,32	0,05	0,29	0,12	0,32	0,05	0,4	0,23	0,19	0,15	0,17	0,07	0,33
	mg	0,50	0,59	0,65	0,50	0,54	0,44	0,48	0,6	0,77	0,27	0,42	0,58	0,47	0,87

* Non utilisé pour le calcul des paramètres C.I.P.W. W.

TABLEAU II (suite)

Granites syn ou tarditectoniques (Type Kakadian)

N°	228bis	662	744	751	794	848	880	887	898	915	920	921	Diabougou	Ouassa	639
Analyste	B.M.	B.M.	B.M.	B.M.	B.M.	B.M.	B.M.	B.M.	B.M.	B.M.	B.M.	B.M.	?	J.P.	B.M.
													Bulletin n° 27 S.G.P.M. A.O.F.		
Si O ₂	60,45	65,60	68,75	47,90	71,30	63,45	66,15	71,40	73,55	71,95	74,40	69,50	64,12	67,19	76,80
Al ₂ O ₃	16,40	15,75	16,10	15,80	14,05	13,30	16,60	14,80	13,95	14,20	13,75	15,70	17,02	16,19	11,30
Fe ₂ O ₃	3,30	2,35	1,50	4,75	1,35	1,50	1,85	1,10	1,05	1,05	0,55	0,80	0,40	1,82	0,95
Fe O	3,35	1,60	1,00	6,65	1,00	3,80	1,65	0,75	0,85	0,70	0,35	0,75	3,89	1,58	1,35
Mn O	0,10	0,06	0,04	0,18	0,05	0,08	0,07	0,03	0,03	0,03	0,04	0,04	0,17	0,14	0,06
Mg O	2,65	1,90	0,65	7,00	0,65	3,75	0,65	0,50	0,69	0,52	0,04	0,55	1,40	1,57	0,05
Ca O	5,85	3,55	4,25	8,65	1,90	4,15	2,20	2,20	2,02	2,08	0,80	1,95	4,04	3,57	1,80
Na ₂ O	4,60	4,70	5,40	4,00	4,85	4,15	6,30	5,05	4,75	4,95	4,70	6,20	3,46	3,60	4,15
K ₂ O	1,55	2,40	0,80	1,30	3,55	3,40	3,40	3,00	2,75	3,35	4,70	3,25	3,93	2,40	2,80
Ti O ₂	0,80	0,35	0,25	1,40	0,20	0,60	0,40	0,20	0,23	0,17	0,10	0,20	0,58	0,30	0,18
P ₂ O ₅	0,34	0,14	0,06	0,51	0,04	0,16	0,16	0,04	0,04	0,04	0,02	0,04	0,29	0,12	0,02
H ₂ O ₊	1,25	1,25	0,55	2,15	0,80	1,30	0,70	0,60	0,65	0,60	0,60	0,45	0,54	0,23	0,45
H ₂ O ₋	0,10	0,05	0,10	0,20	0,10	0,15	0,10	0,10	0,15	0,10	0,10	0,10	0,20	0,25	0,10
CO ₂															
Total	100,64	99,70	99,45	100,49	99,84	99,68	100,23	99,78	100,72	99,74	100,15	99,53	100,04	98,96	100,01
% An	48,8	40,6	41,5	54,2	22	28,7	19,4	27,9	28,7	22,3	10,6	9,2	54	35	17,3
Or/Pl.	0,15	0,27	0,07	0,14	0,45	0,49	0,33	0,34	0,33	0,41	0,66	0,34	0,48	0,30	0,43
Paramètres de Niggli	p	II	I(II)	I	II(III)	I	I	I	I	I	I	I	I(II)	I'	I
	q	4'	4	'3	5	4	4(5)	(4)5	4	'4	4	4	4'	4	3'
	r	'3	2'	(2)3	3	2	2	(1)2	2	2	2	1'	1(2)	(2)3	'3
	s	4'	4	'5	4'	'4	(3)4	4	4	4	4	3'	4	3'	4
Paramètres C.I.P.W.	Si	197,0	261	298,7	110	354,3	224	298,7	355,8	381,08	365,2	430,1	323,2	246	286
	al	31,6	36,9	41,2	21,6	41,2	27,5	43,9	43,0	42,6	42,3	46,8	42,9	38,5	40,6
	fm	30,1	23,5	14,0	46	14,2	35,0	17,1	11,1	13,2	11,1	4,6	9,7	22,4	21,4
	c	20,5	15,1	19,8	21,6	10,1	15,7	10,6	11,7	11,2	11,3	4,9	9,7	16,5	16,3
	alc	17,0	24,4	24,9	11	34,5	21,8	28,5	33,9	33,0	35,3	43,7	37,6	22,4	21,5
	k	0,18	0,25	0,09	0,18	0,33	0,35	0,34	0,28	0,27	0,31	0,40	0,23	0,42	0,31
	mg	0,43	0,47	0,30	0,53	0,33	0,56	0,25	0,32	0,40	0,35	0,07	0,41	0,36	0,46
															0,32

TABLEAU II (suite)

Granites syn ou tarditectoniques (Type Saraya-Boboti)

N°	1545	1571	1591	1547 ^{bis}	1665	Ilmalo	Saraya	Mt. Gotou	Sotadougou	Kourou-dia
Analyste	B.M.	B.M.	B.M.	B.M.	B.M.	B.M.	P.R.	B.M.	?	
Bulletin n° 27 S.G.P.M. de l'A.O.F.										
Si O ₂	74,00	62,55	72,60	57,60	63,10	62,90	70,40	62,20	68,78	55,83
Al ₂ O ₃	13,80	15,40	14,65	14,50	18,40	15,38	14,35	13,35	16,84	14,05
Fe ₂ O ₃	0,30	1,35	0,55	3,85	1,45	1,50	2,00	1,20	0,44	1,65
Fe O	0,45	4,05	0,80	4,30	3,25	4,00	0,62	3,55	2,23	2,34
Mn O	0,02	0,07	0,02	0,04	0,07			0,05	0,15	0,01
Mg O	0,10	3,25	0,20	5,0	1,50	3,10	0,65	5,05	0,90	3,80
Ca O	0,40	4,35	0,75	5,25	3,95	4,50	1,90	5,00	2,42	8,32
Na ₂ O	4,20	4,05	3,70	4,85	4,90	4,85	3,78	4,02	5,02	6,75
K ₂ O	5,25	3,40	5,30	2,10	1,75	1,80	4,93	3,65	1,90	0,12
Ti O ₂	0,08	0,70	0,20	0,60	0,60	0,80	0,10	0,65	0,36	0,25
P ₂ O ₅	0,01	0,19	0,24	0,20	0,21	0,22	0,13	0,15	0,15	0,22
H ₂ O ₊	0,75	0,60	1,10	0,85	0,95	0,70	1,23	0,80	0,60	1,30
H ₂ O ₋	0,10	0,40	0,09	0,10	0,05	0,10	0,35	0,35	0,27	0,27
CO ₂										4,03
				Cr ₂ O ₃ 0,25						
Total	99,46	100,38	100,20	99,24	100,16	99,85	100,44	100,07	100,06	100,94
% An	9,1	43	12,1	35	45,9	27	19	18	33	21
Or/Pl.	0,83	0,42	0,93	0,23	0,17	0,19	0,73	0,50	0,23	0,01
Paramètres de Niggli	p	I (II)	II	I	II	I (II)	II	I	II	I'
	q	4	4 (5)	'4	'5	4'	4'	4	(4) 5	4
	r	1	2'	i'	2	'3	2 (3)	2	2	2
	s	3	(3) 4	3	4	4'	4	3	(3) 4	4
Paramètres C.I.P.W.	Si	441,4	214,5	407,4	168,6	234,3	218	348	201	310
	al	48,3	31,1	48,5	24,9	40,1	31,5	41,5	25,4	44,5
	fm	4,6	31,9	7,8	40,9	22,6	31,5	14,8	37,2	16,5
	c	2,5	16,1	4,5	16,5	15,6	16,7	10,9	17,2	11,5
	alc	44,4	20,9	39,2	17,6	21,6	20,2	33,5	20,0	27,3
	k	0,45	0,35	0,48	0,22	0,18	0,20	0,46	0,37	0,20
	mg	0,19	0,52	0,21	0,53	0,37	0,51	0,32	0,64	0,36

TABLEAU II (suite)

Granites atectoniques

N°	51	262	331	1464	G 6	G 7	G 8	G 9	G 10	G 11	Magnon- kunti	
Analyste	B.M.	B.M.	B.M.	B.M.	B.M.	B.M.	B.M.	B.M.	B.M.	B.M.	P.R.	
											Bulletin 27 SGPM	
Si O ₂	70,65	69,50	66,45	64,30	65,35	66,50	67,55	75,0	68,10	68,35	63,10	
Al ₂ O ₃	15,95	16,45	15,30	15,05	15,50	15,50	16,05	13,30	16,10	14,55	16,45	
Fe ₂ O ₃	0,15	0,95	2,10	1,30	2,00	1,45	1,20	0,90	1,15	1,65	1,56	
Fe O	0,60	1,70	2,50	4,00	2,00	2,20	2,16	0,63	2,02	1,35	2,48	
Mn O	0,04	0,06	0,07	0,04	0,06	0,07	0,05	0,03	0,05	0,05		
Mg O	0,70	0,80	1,75	1,10	1,90	1,20	1,30	0,15	1,15	1,35	2,10	
Ca O	3,05	2,50	4,10	3,75	3,15	3,65	2,55	0,80	2,40	2,75	5,30	
Na ₂ O	7,05	4,80	4,50	4,10	4,35	4,45	4,80	3,70	5,10	4,75	4,20	
K ₂ O	0,45	3,00	1,20	3,40	3,20	3,25	3,20	5,15	2,90	2,80	2,60	
Ti O ₂	0,26	0,32	0,60	0,80	0,50	0,50	0,40	0,10	0,35	0,35	0,33	
P ₂ O ₅	0,07	0,10	0,14	0,21	0,20	0,17	0,11	0,05	0,10	0,11	0,18	
H ₂ O ₊	1,15	0,80	1,70	1,50	1,27	0,83	0,65	0,57	0,75	0,95	1,20	
H ₂ O ₋	0,12	0,08	0,05	0,15	0,20	0,20	0,35	0,15	0,30	0,15	0,17	
CO ₂			0,30									
Total	100,26	101,12	100,76	99,70	99,68	99,97	100,37	100,53	100,47	99,16	99,67	
% An	25,5	35,3	46,6	40,5	40,7	39	35	15,5	32,8	32,2	34	
Or/Pl.	0,03	0,34	0,13	0,37	0,38	0,37	0,36	0,87	0,36	0,33	0,28	
Paramètres de Niggli	p	1	1'	1(II)	1(II)	1(II)	1(II)	1'	1	1'	1'	(1) II
	q	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4'
	r	2	2	3	2	2'	2	2	1'	2	2	3
	s	5	4	4(5)	(3) 4	4	4	4	3	4	4	4
Paramètres C.I.P.W.	Si	329,2	311,3	226	260,5	263	275	287	442	290,4	307	228
	al	43,9	43,3	36,1	35,8	36,7	37,7	40	45,9	40,9	38,5	35,2
	fm	8,0	15,3	25,5	24,2	24,6	19,9	20,2	8,9	18,7	19,9	23,2
	c	15,1	12,1	17	15,2	13,5	16,1	11,5	4,9	11,1	13,2	20,6
	alc	33,0	29,3	20,7	24,8	25,1	26,3	28,3	40,5	28,9	28,6	20,9
	k	0,03	0,29	0,15	0,28	0,33	0,32	0,31	0,47	0,27	0,28	0,29
	mg	0,61	0,35	0,41	0,66	0,46	0,38	0,41	0,15	0,40	0,46	0,48

TABLEAU II (suite)

Granites de l'Ouest

N°		423	439	1674
Analyste		B.M.	B.M.	B.M.
Si O ₂		61,70	72,85	66,20
Al ₂ O ₃		15,30	15,65	16,15
Fe ₂ O ₃		2,00	0,85	1,85
Fe O		3,15	0,45	1,85
Mn O		0,11	0,06	0,08
Mg O		2,75	0,05	1,15
Ca O		3,20	1,65	2,65
Na ₂ O		4,75	4,30	4,50
K ₂ O		3,35	3,70	3,15
Ti O ₂		0,80	0,17	0,60
P ₂ O ₅		0,18	0,06	0,17
H ₂ O ₊		2,45	1,00	2,10
H ₂ O ₋		0,15	0,15	0,15
CO ₂		0,75		
Total		100,64	100,94	100,60
% An		33	29,2	37,6
Or/Pl.		0,38	0,48	0,37
Paramètres de Niggli	p	'11	1	1'
	q	(2)3	'4	4
	r	2	2	2
	s	'4	(3)4	'4
Paramètres C.I.P.W.	Si	225	393	282,3
	al	32,9	49,5	40,4
	fm	30,0	6,3	20,1
	c	12,5	9,5	12,0
	alc	24,5	34,6	27,4
	k	0,31	0,35	0,32
	mg	0,49	0,05	0,36

Dolérites

118A	123	173	168	169	1680	1681	1682
B.M.	B.M.	B.M.	B.M.	J.O.	B.M.	B.M.	B.M.
61,25	47,25	50,20	47,35	50,60	51,95	51,80	50,80
10,20	15,85	14,15	13,95	12,75	15,15	15,55	13,20
5,10	3,65	0,0	2,25	2,30	0,60	0,40	1,40
7,30	8,35	7,10	8,60	9,90	8,10	7,74	8,73
0,15	0,20	0,15	0,17	0,15	0,13	0,14	0,16
1,95	4,95	12,40	7,35	8,75	7,70	7,85	8,95
5,65	10,80	12,00	11,90	12,30	11,50	11,90	11,20
4,15	3,95	2,12	2,30	2,10	2,25	2,30	2,05
1,60	0,95	0,40	0,95	0,60	0,62	0,60	0,52
0,85	0,42	0,65	0,50	0,70	0,65	0,70	0,70
0,20	0,21	0,08	0,18	0,10	0,09	0,09	0,09
1,50	2,05	1,00	2,80	0,25	1,45	1,32	1,65
0,20	0,30	0,15	0,35	0,0	0,19	0,12	0,16
100,10	99,93	100,40	99,05	100,50	100,38	100,52	99,61
19,3	60,9	74,6	71,2	71,4	65,9	75,1	73
0,24	0,11	0,52	0,14	0,08	0,07	0,07	0,07
II'	III	III	III	III	III	III	III
4	5(6)	5	'5	5	5	5	5
'2	3	4	(3)4	'4	4	4	4
4	4(5)	(4)5	4	4(5)	4(5)	4(5)	4(5)
204,2	111	104,2	108,2	109	122	121	86
20,0	21,8	17,3	18,8	16,2	20,9	21,4	17,7
43,2	40,5	51,2	45,8	50	44,1	43,2	49,7
20,0	27,5	26,6	29,2	28,5	29,0	29,6	27,4
16,8	10,4	4,8	6,6	5,2	6,6	0,6	5,1
0,20	0,13	0,11	0,23	0,15	0,15	0,15	0,14
0,22	0,43	0,75	0,55	0,57	0,61	0,63	0,61

TABLEAU II (suite)

Volcanisme cambrien

N°	17	143	360	380	397	1015	1017	1048	1405	433bis	434	441	444	1349
Analyste	B.M.	B.M.	B.M.	B.M.	B.M.	B.M.	B.M.	B.M.	B.M.	B.M.	B.M.	B.M.	B.M.	B.M.
Si O ₂	52,05	45,20	44,40	51,10	59,50	46,15	48,65	51,55	39,40	68,35	74,90	75,50	72,80	52,15
Al ₂ O ₃	11,60	20,00	11,75	14,35	18,70	15,70	10,45	14,40	10,00	16,05	14,20	13,55	13,85	16,65
Fe ₂ O ₃	3,30	4,25	3,30	5,10	0,70	3,30	2,50	7,25	4,55	2,50	0,68	0,55	0,40	5,80
Fe O	5,55	4,60	9,10	6,05	2,52	8,20	6,80	2,10	6,20	0,80	0,45	0,32	1,00	3,85
Mn O	0,15	0,12	0,17	0,16	0,06	0,14	0,15	0,18	0,16	0,06	0,05	0,03	0,07	0,32
Mg O	10,40	2,40	10,70	5,15	1,15	3,85	6,65	2,85	6,45	0,50	0,44	0,10	0,56	5,55
Ca O	11,30	12,45	12,10	7,95	3,00	6,35	11,60	8,60	10,65	0,75	0,45	0,80	1,20	4,75
Na ₂ O	2,50	3,85	1,70	5,00	7,20	5,65	4,50	6,40	2,25	6,00	3,90	5,55	4,65	5,75
K ₂ O	0,10	0,16	0,30	0,90	0,30	0,65	0,65	0,26	1,33	3,40	3,92	2,25	4,05	0,65
Ti O ₂	0,92	1,50	3,00	1,60	0,10	3,30	2,40	2,20	3,10	0,45	0,20	0,20	0,26	1,60
P ₂ O ₅	0,09	0,15	0,20	0,18	0,10	0,50	0,28	0,27	0,34	0,16	0,04	0,02	0,08	0,29
H ₂ O ₊	1,88	2,95	2,85	2,00	2,80	3,90	1,80	1,80	5,00	1,00	1,22	0,45	0,65	2,60
H ₂ O ₋	0,12	0,36	0,10	0,45	0,20	0,50	0,14	0,40	0,45	0,30	0,15	0,10	0,10	0,23
CO ₂	0,56	*2,00	*0,22	*0,55	*1,00	*2,45	*3,20		*10,00					0,22
Total	100,56	99,99	99,90	100,54	100,33	100,64	99,77	98,46	99,88	100,32	100,60	99,42	99,65	100,41
% An	64,3	70,0	71,4	41,7	22,7	41,7	23,2	25,5	56,9	11,0	11,2	13,5	20,7	40,4
Or/Pl.	0,01	0,01	0,05	0,10	0,29	0,07	0,09	0,08	0,24	0,37	0,64	0,25	0,54	0,06
Paramètres de Niggli	p	III	II	III'	(II)III	I'	II'	III	II'	III	I	I	I	I
	q	3'	5	5	5	5	5	5	5	5	*4	(3)4	*4	4
	r	(3)4	*4	4	(4)5	*2	2(3)	2	2	3	I'	I'	I(2)	(1)2
	s	(3)4	5	(4)5	5	4	*5	*5	5	4	4	3'	4	(3)4
Paramètres C.I.P.W.	Si	116,7	114	93	132,5	215	125	139,6	144,1	105,5	315	447	460	387
	al	15,3	29,7	14,4	21,8	39,8	25,0	17,6	23,6	15,7	43,8	50	48,4	43,7
	fm	51,9	26,8	54,5	43,6	15,7	40,7	33,0	32,3	45,8	15,5	9,5	5,2	11,3
	c	27,2	33,8	27,7	22,1	11,7	18,3	36,2	26,3	30,9	4,4	2,8	5,1	6,8
	alc	5,6	9,6	3,8	12,8	32,8	15,9	13,8	17,7	8,0	37,0	37,4	41,3	38,2
	k	0,03	0,02	0,10	0,01	0,23	0,07	0,09	0,03	0,28	0,27	0,39	0,02	0,24
	mg	0,34	0,34	0,61	0,46	0,32	0,38	0,85	0,37	0,56	0,21	0,41	0,18	0,35

* Non utilisé pour le calcul des paramètres C.I.P.W.

INDEX DES LIEUX CITES

	<i>Longitude</i>	<i>Latitude</i>		<i>Longitude</i>	<i>Latitude</i>
Alinnguel	12° 11	13° 48	Etiolo	12° 51	12° 36
Anabiko	12° 27	12° 51	Fataïa	11° 24	12° 52
Anfia	12° 12	12° 22	Fissa	12° 24	14° 25
Atak	12° 28	12° 40	Fongolanbi	12° 01	12° 25
Badon	12° 33	12° 55	Fouldé	12° 09	14° 13
Bafoundou	12° 21	12° 50	Gadalougué	12° 17	12° 20
Bagnonba	12° 22	12° 43	Gamon	12° 55	13° 21
Baïtilaye	12° 09	12° 42	Gatiari	12° 06	14° 18
Bakel	12° 27	14° 54	Gaoual	13° 12	11° 45
Balakonko	12° 42	13° 09	Gounbabéré	12° 31	12° 25
Baledji	12° 09	13° 43	Gourel-Mandiou	12° 21	14° 42
Bambaraya	12° 05	12° 25	Gouta	12° 43	13° 37
Banbadji	11° 30	12° 49	Guémou	11° 39	13° 41
Bandafassi	12° 19	12° 32	Guingan	12° 56	12° 23
Bandofari	12° 16	12° 48	Hamdalaye	12° 13	14° 12
Banharé	12° 54	12° 47	Hassirik (Mont)	12° 45	12° 53
Bantata	12° 20	12° 41	Ibel	12° 23	12° 31
Baraboye	12° 25	12° 41	Iimalo	11° 29	13° 08
Bellé	12° 18	14° 25	Kadioré	12° 31	12° 36
Bemmbokoto	11° 46	13° 52	Kakadian	11° 51	13° 50
Bimbou	11° 52	12° 50	Kanéméré	12° 11	12° 53
Bodiara	12° 07	13° 29	Kédougou	12° 11	12° 33
Bokoutinnti	11° 53	13° 47	Kéniéba-1	11° 43	13° 42
Bordé	12° 30	14° 49	Kéniéba-2	12° 04	14° 06
Boundou-Dioé	12° 02	14° 12	Kéniébandi	11° 41	13° 33
Bransan	12° 06	13° 16	Kérékoto	11° 47	13° 33
Dalaba	13° 17	12° 45	Kétiouri	12° 50	12° 28
Dalafi	12° 24	13° 40	Kidira	12° 13	14° 27
Damantan	13° 24	13° 00	Kolia	11° 25	12° 59
Dar Salam	11° 40	12° 34	Konkotou	12° 05	13° 39
Déléki	12° 30	12° 44	Korrindji	11° 47	13° 56
Diabal	12° 28	14° 47	Kossanto	11° 58	13° 08
Diénoundiala	13° 07	13° 13	Lagordé	12° 34	12° 24
Diombaloye	12° 06	13° 57	Landé	12° 24	12° 33
Dioudiokonko	12° 11	12° 57	Landienné	12° 22	12° 33
Dombiagui	13° 30	12° 00	Larapesse	12° 57	12° 03
Etiess	12° 26	12° 34	Leïfala	12° 01	12° 26

	<i>Longitude</i>	<i>Latitude</i>		<i>Longitude</i>	<i>Latitude</i>
Lougal	12° 57	12° 12	Salémata	12° 49	12° 38
Madina Bafé	11° 32	12° 30	Sambailo	13° 22	12° 34
Madina Foulbé	12° 05	13° 51	Sambanoura	12° 13	14° 09
Madina Kouta	12° 12	12° 16	Sandarabaki	12° 38	12° 42
Madina Kodiolani	12° 37	13° 36	Sangola	12° 27	12° 40
Magnankanti	12° 27	12° 48	Sanigourou	12° 29	12° 25
Mahina-Mines	11° 23	12° 56	Saraya	11° 45	12° 50
Malapa (Gué de)	13° 05	12° 48	Saréboïdo	13° 31	12° 24
Mali	12° 18	12° 05	Saroudia	11° 35	12° 32
Mamadou-Boundou	12° 21	12° 23	Satadougou-Bafé	11° 25	12° 39
Mamakono	12° 03	13° 11	Ségoto	11° 48	13° 19
Mansadala	13° 01	13° 17	Ségou	12° 17	12° 24
Maragoukoto	12° 21	12° 48	Séguédala-Kourou	11° 52	13° 45
Margou	11° 49	13° 15	Senoudebou	12° 15	14° 21
Marou	14° 28	12° 26	Simenti	13° 18	13° 02
M'Béma	12° 43	12° 36	Sinthiou-Fissa	12° 22	14° 23
Missira	11° 42	13° 05	Sonbiméré	12° 22	12° 28
Moussala	12° 04	13° 42	Sougué	12° 41	12° 04
M'Pantié (gué de)	13° 08	12° 55	Soukouta	12° 28	12° 45
Nafadji	11° 37	12° 37	Sounkounkou	11° 53	13° 33
Namel	12° 28	12° 34	Takoutala	12° 14	14° 09
Nandoumari	12° 21	12° 21	Tambacounda	13° 40	13° 46
Nangagni	12° 38	12° 21	Termessé	12° 47	12° 19
Nangare-Peuhi	12° 49	12° 36	Tiabedji	12° 25	12° 38
N'Debou	12° 26	12° 21	Tiankoye	12° 40	12° 35
Népin Diaka	12° 34	12° 24	Tinkoto	12° 07	12° 55
Népin Peuhi	12° 33	12° 23	Tiokoye	12° 24	12° 23
N'Gop	12° 50	12° 36	Toïle	12° 21	12° 20
Niakabana	11° 40	13° 23	Tonkouto	12° 07	13° 34
Niéla	12° 49	12° 03	Touba	12° 40	12° 11
Niémiéneki	12° 33	13° 01	Tourekounda	12° 18	13° 42
Niokolo-Koba *	12° 43	13° 04	Vélingara	12° 04	12° 27
Noumoufouga	11° 28	12° 28	Walidiala	12° 33	12° 22
Ouassa	12° 12	13° 09	Wasandara	11° 32	13° 12
Oudiourou (mare)	13° 09	12° 59	Worouli (gué de)	12° 39	12° 45
Outiounnbel	12° 36	12° 26	Yamoussa	12° 15	12° 26
Patassi	12° 22	12° 32	Yélimalo	12° 00	13° 35
Pellèle	12° 23	12° 22	Yéronguétou	12° 25	12° 24
Saboussiré	11° 52	13° 33	Youkounkoun	13° 07	12° 32
Sadiola	11° 42	13° 54	Youpé Amadi	12° 24	14° 21
Sakouya	11° 54	12° 29			

* (Campement).

PLANCHE I

1. Paysage latéritique des environs du campement de Niokolo-Koba : au premier plan, surface correspondant au bas glacis cuirassé ; noter les termitières champignons, caractéristiques des cuirasses latéritiques. A l'arrière plan nouvelle surface cuirassée (haut-glacis). Correspondant à la zone boisée, mais invisible sur la photo, se situe la vallée récente du Niokolo Koba.
2. Falaise terminale du massif de Mali (vue de la route de Ségou à Walidiala) ; la plaine correspond aux formations birrimiennes plus ou moins latéritisées. La partie de la falaise la plus proche correspond aux grès de Ségou, la partie la plus lointaine aux pélites de la série de Mali surmontées par un sill de dolérite.
3. Paysage des collines Bassaris (vue prise aux environs d'Etiolo). Les collines les plus proches correspondent à des schistes verts armés par des filons de quartz. La colline au sommet aplati correspond à des schistes verts surmontés par un lambeau de la deuxième surface d'aplanissement.



1



2

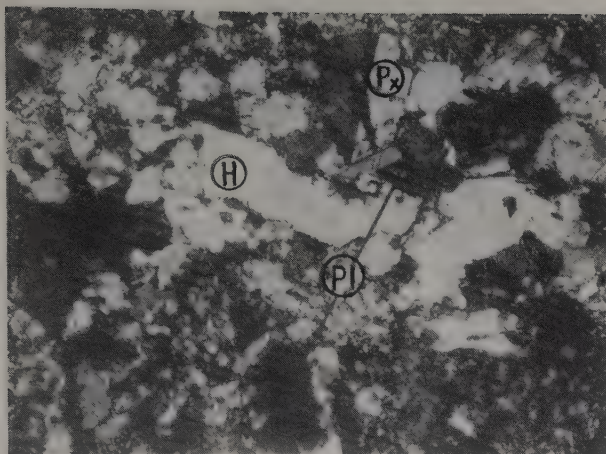


3

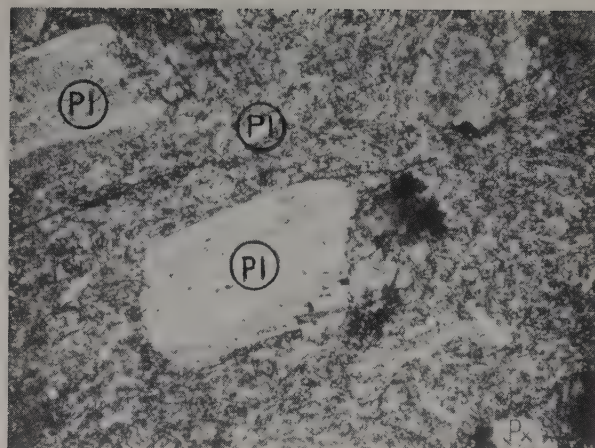
295

PLANCHE II

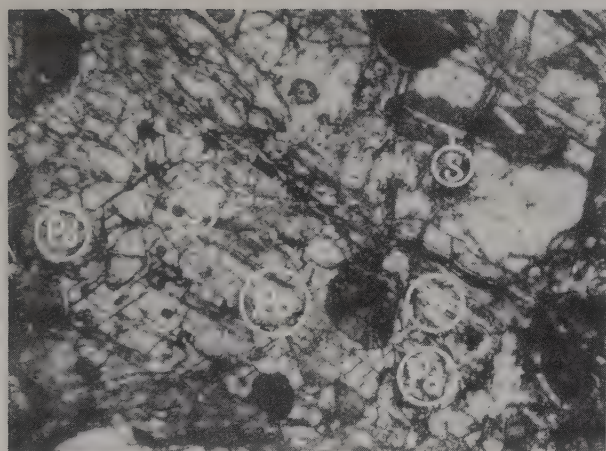
1. Ech. 720 ; L. P. ; X 30 ; Série de Mako (environs de Kanéméré) ; Métagabbro : la recrystallisation est fortement avancée mais on distingue encore des restes de l'ancienne structure : plagioclases (Pl) séricitisés ; pyroxènes (Px) en voie de transformation en hornblende (H).
2. Ech. 968 ; L. P. ; X 30 ; Série de Mako (environs de Bagnonba) ; Métaandésite : la structure microlitique porphyrique est intacte. Les plagioclases (Pl) sont bien reconnaissables, les pyroxènes (Px) sont en voie d'auréolisation.
3. Ech. 1147 ; L. P. ; X 30 ; Série de Mako (5 km Est du Gué de Mako) ; Périodopyroxénite : la structure originelle bien conservée : de grands pyroxènes (Px) poecilithiques englobent des péridots (Pd) subautomorphes. La serpentine (s) envahit les cassures.
4. Ech. 235 ; L. P. ; X 30 ; série de Mako (Konkotou) ; Amphibolite : structure originelle complètement disparue : la hornblende (H) est très abondante, on distingue quelques plagioclases (Pl) de recrystallisation.
5. Ech. 659 ; L. P. ; X 30 ; série de Mako (environs de Ouassa) ; Schiste vert : structure granoblastique comportant une alternance de lits de hornblende verte (H) et de quartz (Q) mêlé à de l'épidote.
6. Ech. 924 ; L. P. ; X 30 ; série de Mako (sentier d'Alinnguel à Madina Foulbé) ; Gondite ; on distingue les grenats (G) noyés soit dans du quartz en grandes plages monocristallines (Q) soit dans un wad (w).



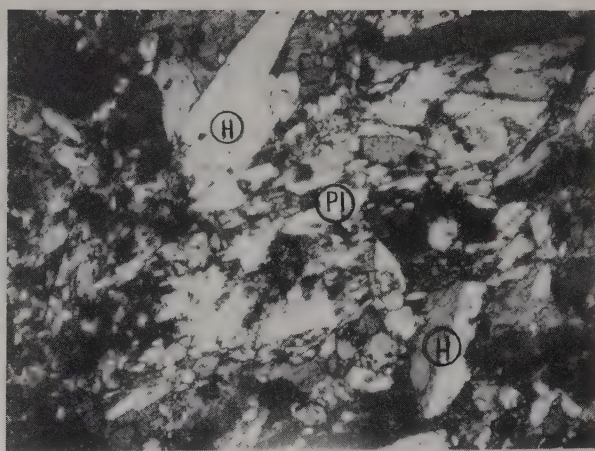
1



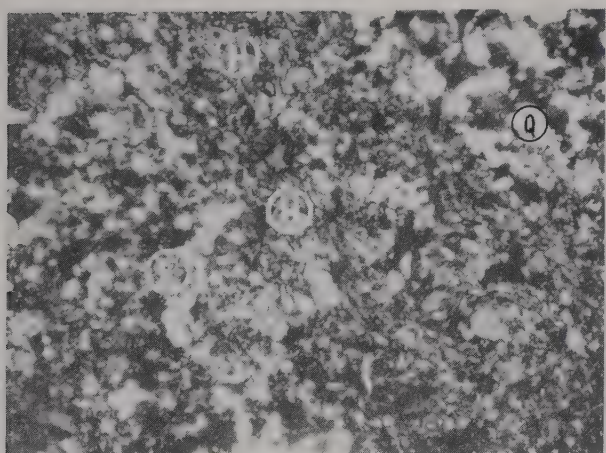
2



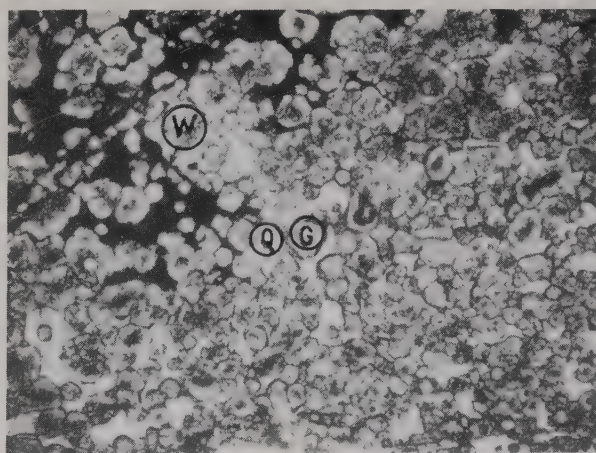
3



4



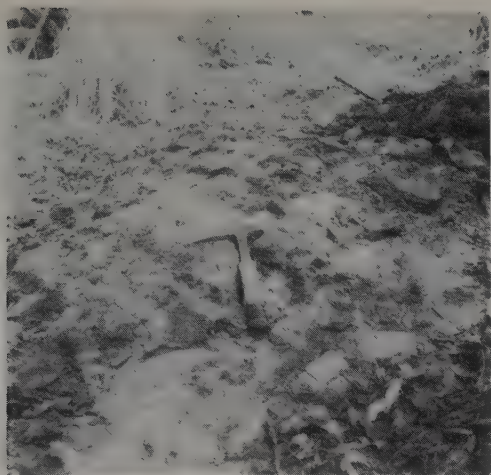
5



6

PLANCHE III

1. Conglomérat de Niakabana (série du Dialé) à galets calcaires.
2. Cipolins à l'Ouest d'Ibel (série du Dialé).
3. Contact cipolin-quartzite (série du Dialé) dans la vallée du Tiokoye en amont de Walidiala. Les deux roches sont en concordance, les quartzites surmontant les cipolins. Bien que le contact soit franc, des imbrications existent autour du contact.
4. Ech. 1449 L. P. ; X 30 ; série du Dialé (Marigot Dialé entre Margou et Ségoto) dans un ciment de quartz très fin (aspect de chert) on remarque les moules losangiques quelquefois remplis par des hydroxydes de fer.
5. Ech. 1448. L. P. ; X 30 ; série du Dialé. Grauwacke faiblement métamorphique. La structure originelle est parfaitement conservée : on remarque le caractère esquilleux et mal classé des grains de quartz (Q), microcline (M) plagioclases (Pl), roches cryptocristallines (R). La séricite et la chlorite ne sont pas visibles nettement sur la photo : elles constituent la majeure partie du ciment.



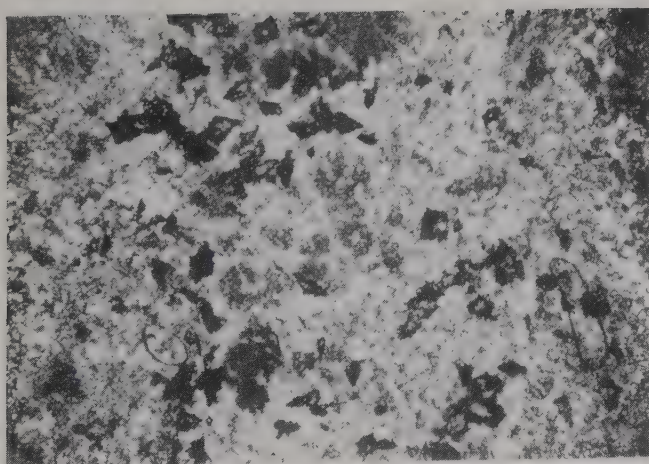
1



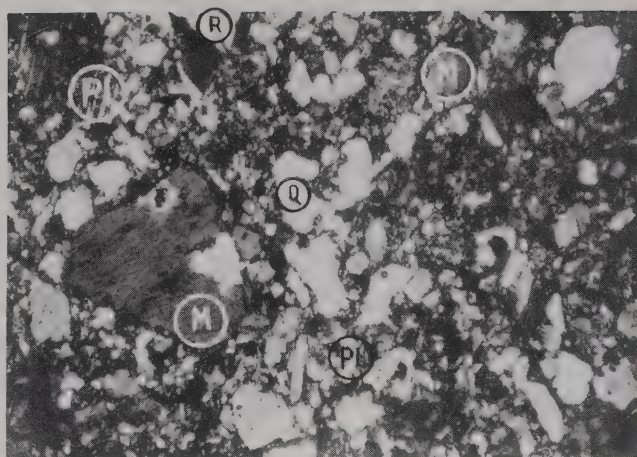
2



3



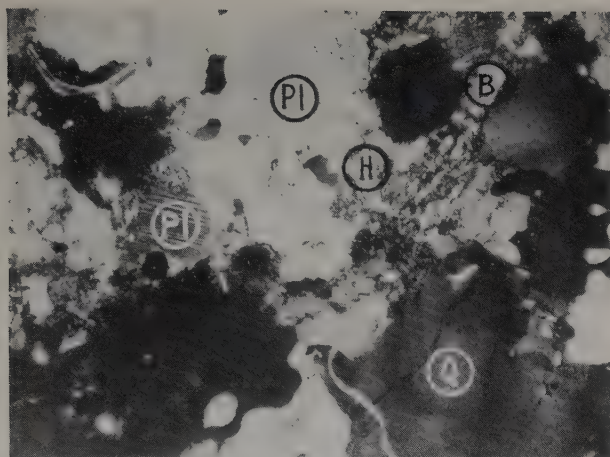
4



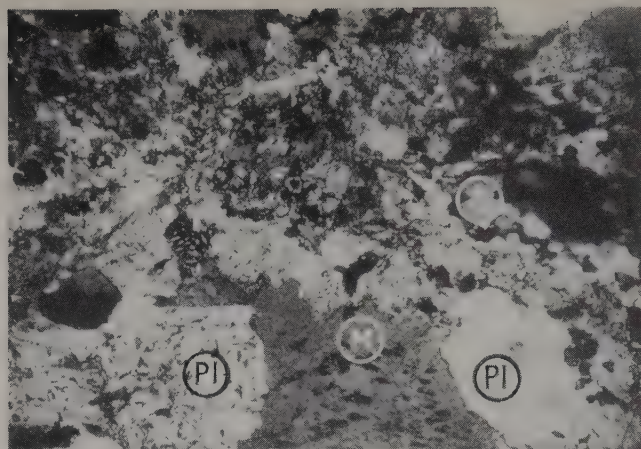
5

PLANCHE IV

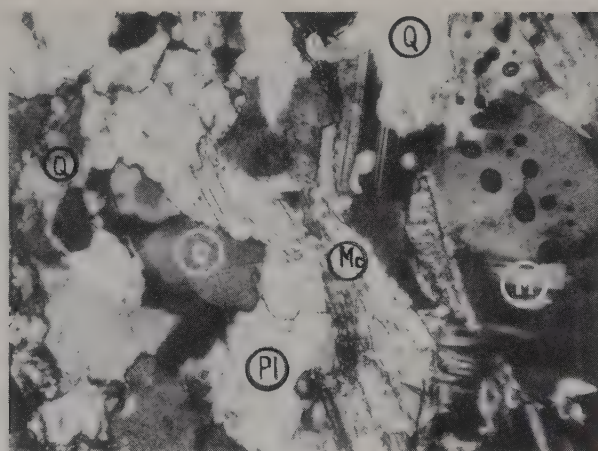
1. Ech. 774 ; L. P. ; X 30 ; Diorite à amphibole des environs de Konkotou. Les minéraux cafémiques (hornblende (H), biotite (B) chlorite et épidote) forment des cloisons entre les plagioclases (Pl) et le quartz (Q) dont on remarquera l'extinction ondulante.
2. Ech. 794 ; L. P. ; X 30 ; Granite akéritique à porphyroblastes de microcline (Samboko). Remarquer l'aspect insinuant du microcline (M) qui moule les plagioclases subautomorphes (Pl). Le quartz possède une extinction ondulante et se groupe en trainées plus ou moins diffuses.
3. Ech. 1489 ; L. P. ; X 60 ; Granite calco-alkalin (route de Missira à Saraya). La roche est formée de quartz (Q), microcline (M), plagioclases (Pl) auxquels s'ajoute la muscovite (Mc). La trace de la tectonique est bien visible : extinction ondulante du quartz, cassures dans les feldspaths.
4. Ech. 791 ; L. P. ; X 30 ; Granite calco-alkalin (Est de Bodiara). La roche a un aspect franchement étiré : plagioclases cassés, quartz en réseau.
5. Ech. 258 ; L. P. ; X 60 ; Granodiorite (Nion-Médina). Il s'agit d'une venue atectonique ; les plagioclases sont automorphes.



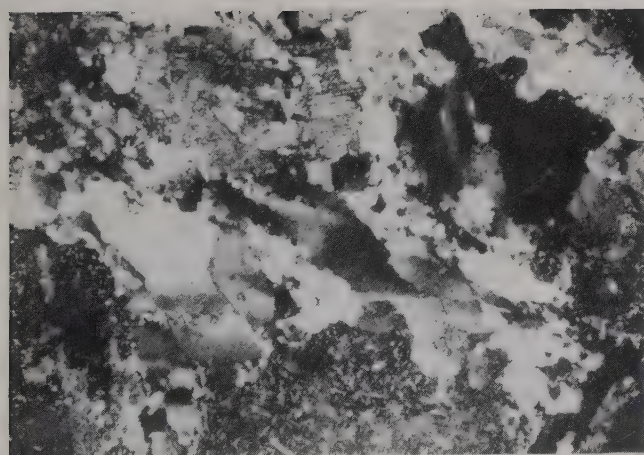
1



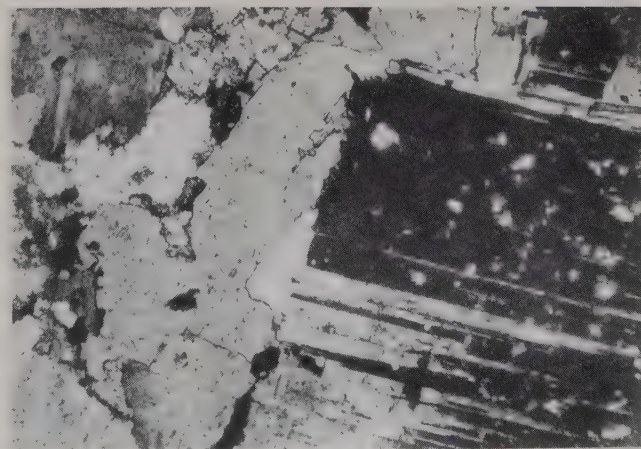
2



3



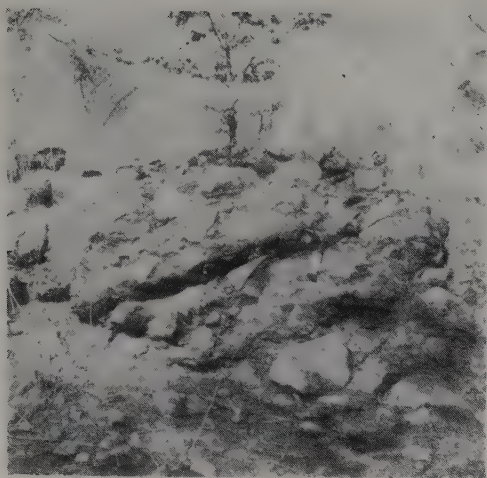
4



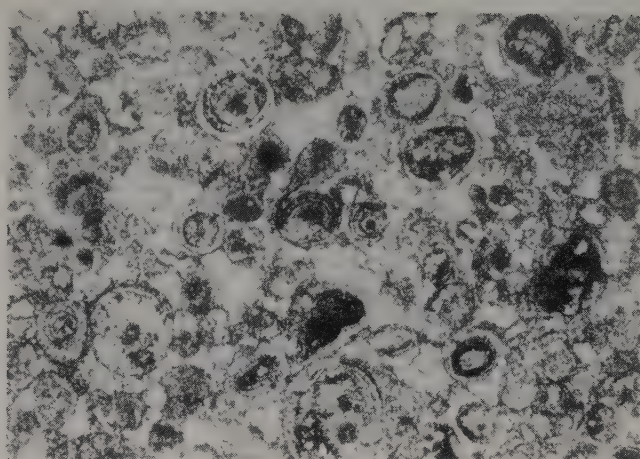
5

PLANCHE V

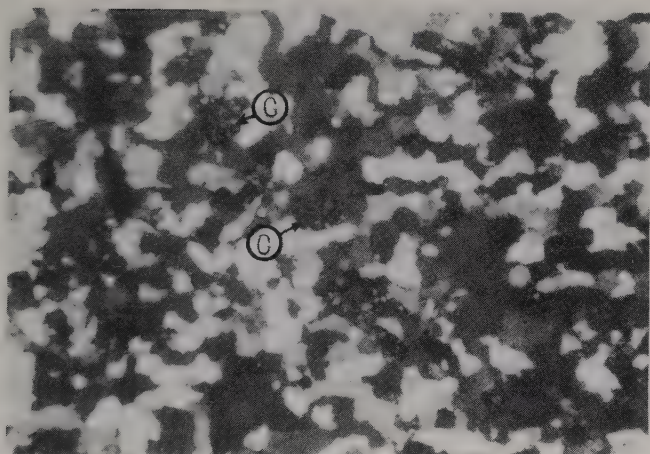
1. Conglomérat de base de la série de Ségou-Madina Kouta.
2. Ech. 308 ; L. N. ; X 30 ; calcaires oolithiques de Walidiala (Série de Ségou-Madina Kouta).
3. Ech. 500 ; L. P. ; X 30 ; grès quartzites très fins à glauconie (G) d'Anfia.
4. Galets de tillite : le caractère glaciaire est marqué dans l'un par des stries, dans l'autre par des creux.
5. Tillite de la butte de Pellèle : on notera l'aspect mal classé de cette formation et le caractère non jointif des blocs et galets qui la composent. De sa main gauche le personnage indique la base de la tillite qui repose en concordance angulaire sur les calcaires oolithiques de la série de Ségou-Madina Kouta.
6. Ech. 503 ; L. P. ; X 30 ; Pérites inférieures de la série de Ségou-Madina Kouta. La partie qui apparaît sombre sur le cliché est antérieure à la partie claire plus grossière et plus siliceuse. Une fente ouverte dans la partie la plus fine est remplie par des éléments grossiers de la partie claire.



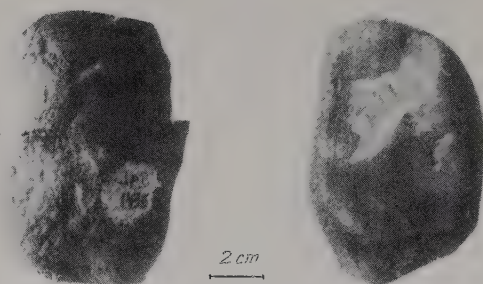
1



2



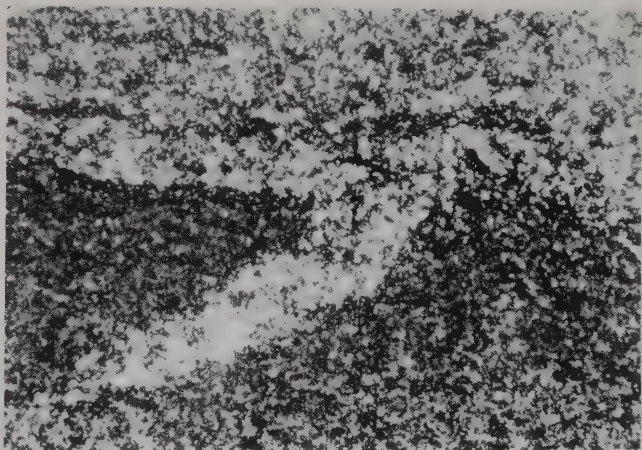
3



4



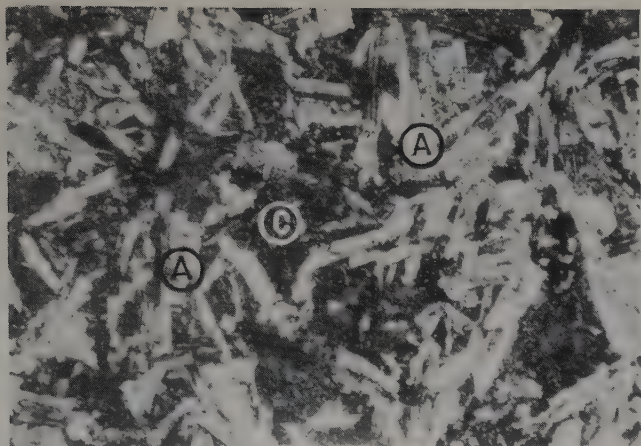
5



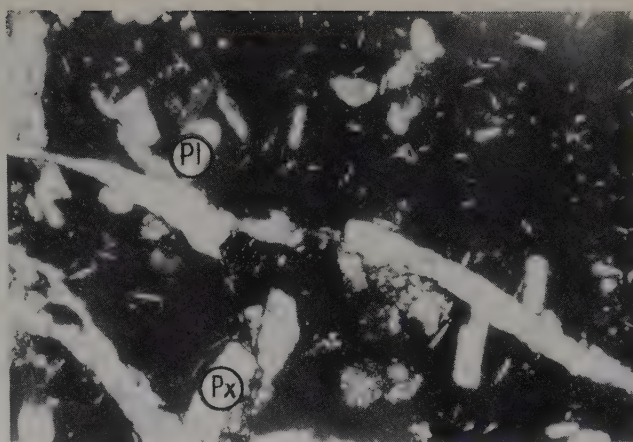
6

PLANCHE VI

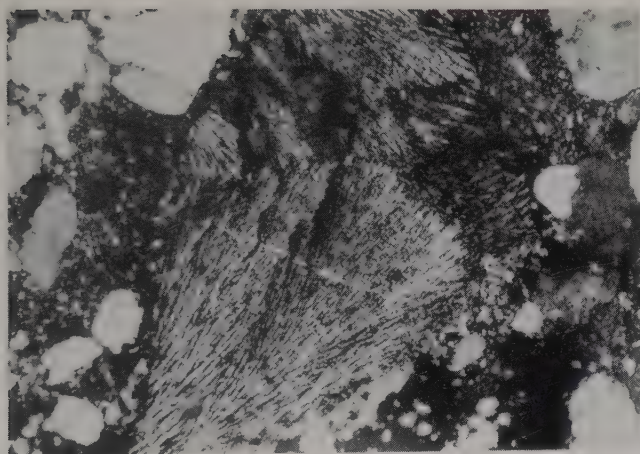
1. Ech. 588 ; L. P. ; X 60 ; Albitophyre (M'Bema). Structure intersertale : les lattes d'albite (A) sont liées par un ciment chloriteux contenant de petites quantités de calcite et de leucoxène.
2. Ech. 372 ; L. P. ; X 60 ; Diabase ferrugineuse à augite (embouchure du marigot Diahrro) : des plagioclases (Pl), de l'augite (Px) et de petites microlites sont noyés dans un ciment opaque en lumière naturelle. Une cassure visible sur la photo est remplie de calcite, épidote, chlorite et pumpellyite.
3. Ech. 346 ; L. P. ; X 60 ; Association arborescente albite-chlorite (M'Bema). Il s'agit d'un microgalet pris dans une grauwaacke associée à des roches spilitiques.
4. Ech. 1043 ; L. P. ; X 60 ; Filonnet quartzo-albitique dans une cinérite (12 km au Nord de Kidira) : le quartz (Q) est en association diablastique avec l'albite (A) : le filonnet s'est ouvert par la suite et de la calcite (C) semble avoir profité de cette voie d'accès.
5. Ech. 648 ; L. P. ; X 30 ; Lutécite (Sonfara). Noter que les centres de germination des cristaux de lutécite sont placés fréquemment sur les parties aigues des cristaux de carbonates.
6. Ech. 648 ; L. P. ; X 60 ; Dissolution d'un carbonate par la silice ; à noter que le processus de dissolution se fait suivant la charpente cristalline du carbonate.



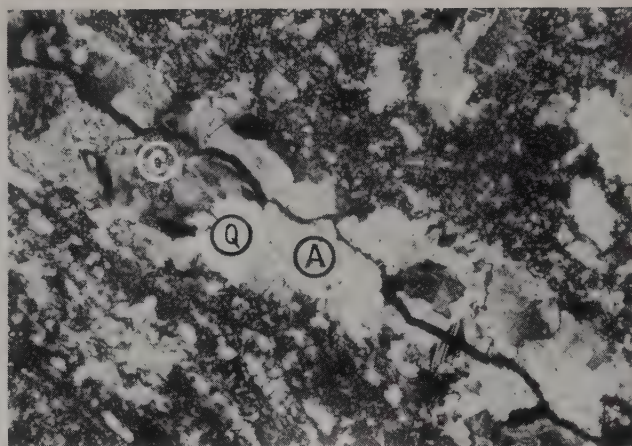
1



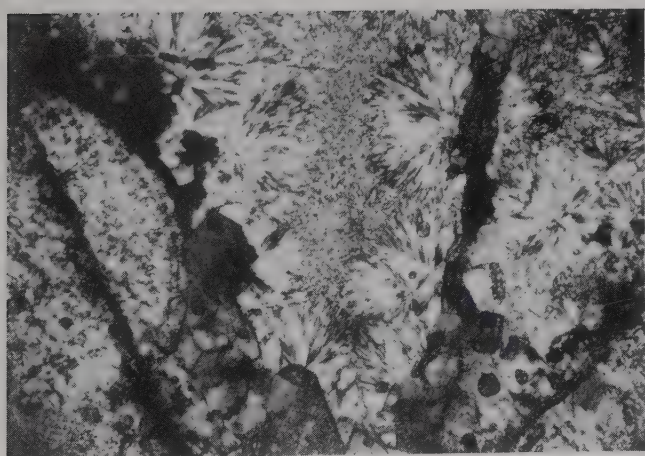
2



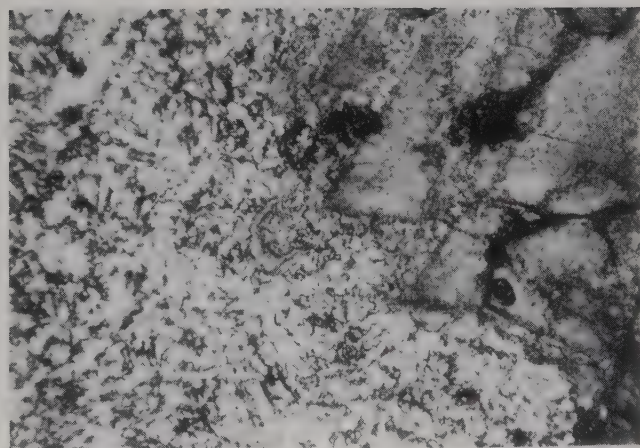
3



4



5



6

PLANCHE VII

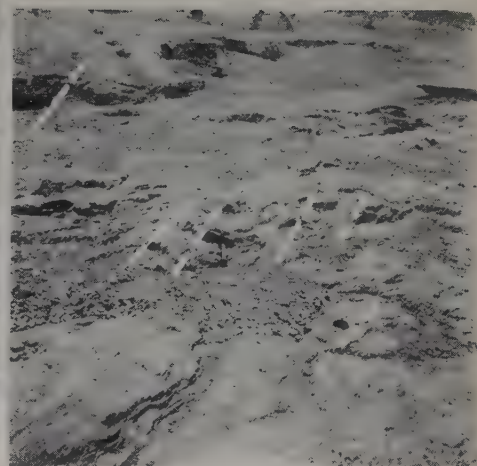
1. «Schistes de la Falémé» à Sénoudébou : A cet endroit les pélites dominant ; les bancs compacts (silexites, grauwackes) peuvent en d'autres points être dominants.
2. Figures de «slumping» dans les cinérites durcies à Sénoudébou.
3. Schistosité de clivage dans les pélites d'Hamdalaye : le plan de schistosité correspond au plan axial des micro-plissements.
4. Ech. 1646 ; L. P. ; X 60 ; (Ouest du Mont Hassirik) «Pressure shadow» : recristallisation de quartz dans les zones de sous-tension créées aux extrémités d'un cristal de pyrite.
5. Filonnets de quartz mis en place lit par lit dans un schiste vert de la série des Bassaris (sud d'Etiolo).
6. Filon de dolérite orienté N. NW recoupant des schistes verts (orientés N. NE) de la série des Bassaris (environs de Négaré).
7. Effet d'étirement différentiel sur une prasinite de la série des Bassaris (sentier d'Etiolo, à la route de Kédougou-Youkounkoun).



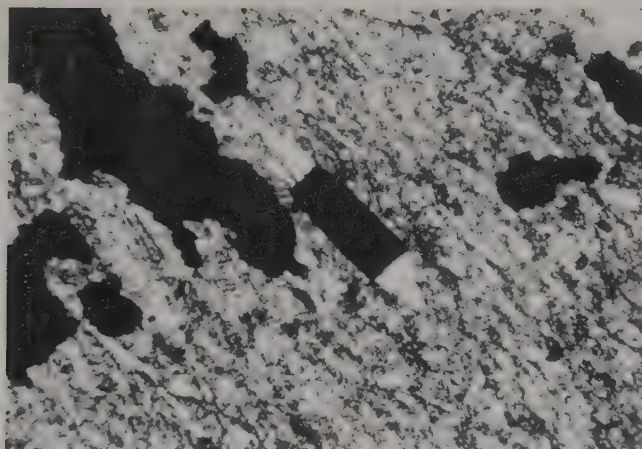
1



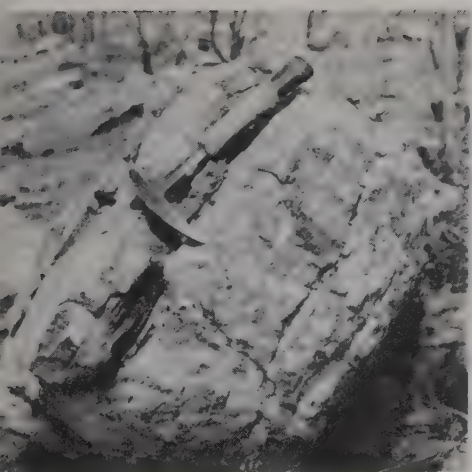
2



3



4



5



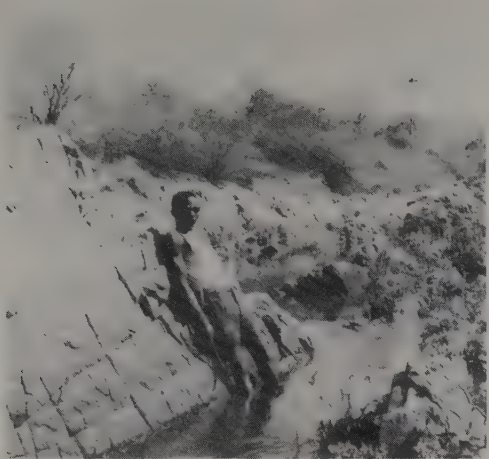
6



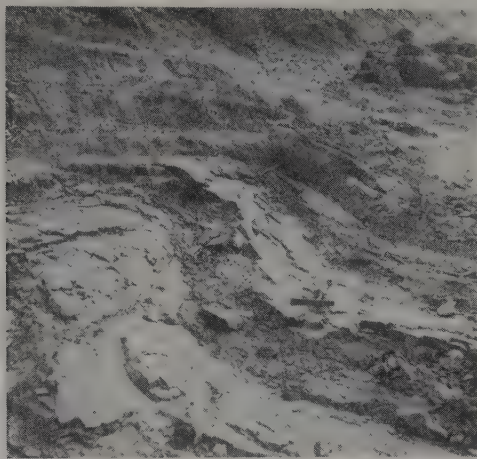
7

PLANCHE VIII

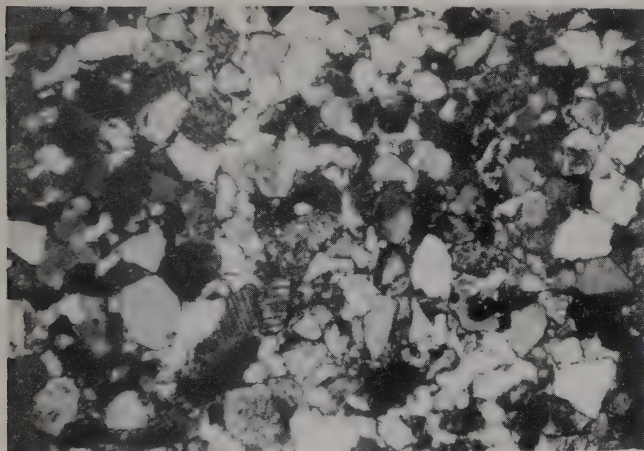
1. Grès rouges feldspathiques de la série de Youkounkoun : la surface où s'appuie le personnage est suborthogonale au plan de stratification visible près de la berge.
2. Plissements dans les grès rouges de la série de Youkounkoun (gué de Malapa). Noter l'alternance de bancs fins (pélites gréseuses) et grossiers.
3. Ech. 1671 ; L. P. ; X 30 ; Grès rouges de la série de Youkounkoun (piste Banharé-Simenti). Noter le mauvais classement et le caractère esquilleux des grains. Les grains de quartz en position «éclairée» permettent de voir la pellicule ferrugineuse qui entoure le grain «primitif», pellicule qui peut être englobée par du quartz de diagénèse.
4. Ech. 1649 ; L. P. ; 30 ; Grès blancs de la série de Youkounkoun (piste Banharé-Niokolo-Koba).
5. Ech. 1386 ; L. P. ; X 60 ; Porphyroïde (marigot Bouloufilanding). L'ancienne structure est bien conservée malgré la cataclase. La séricite est représentée sur la photo par des petits points brillants.
6. Ech. 441 ; L. P. ; X 60 ; Porphyroïde (piste Simenti-Niokolo Koba). L'ancienne structure a disparu, seuls subsistent les porphyroblastes. Noter la séricite nettement visible et le petit filonnet de quartz qui malgré ses replis reste dans l'ensemble concordant avec la schistosité.



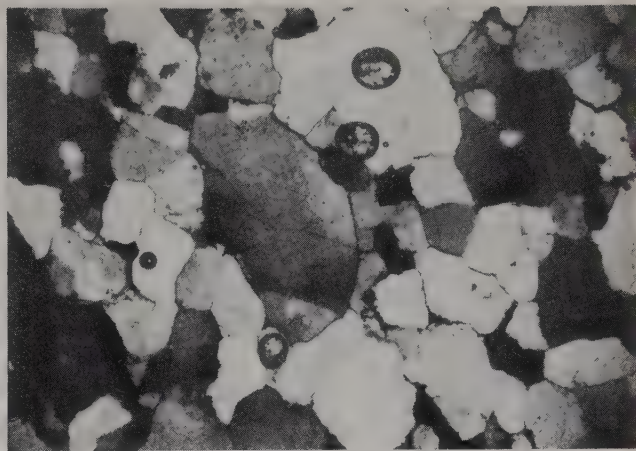
1



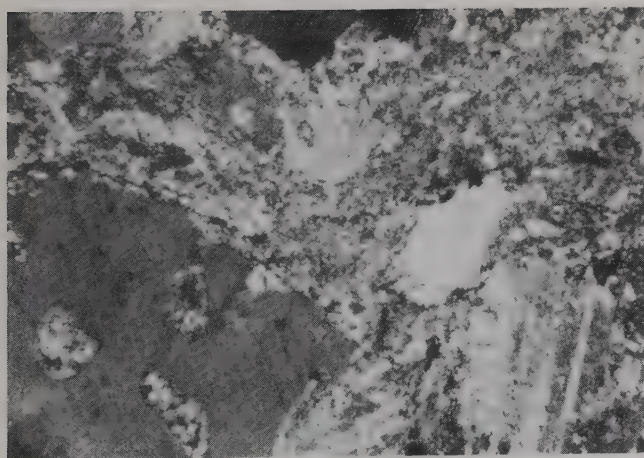
2



3



4



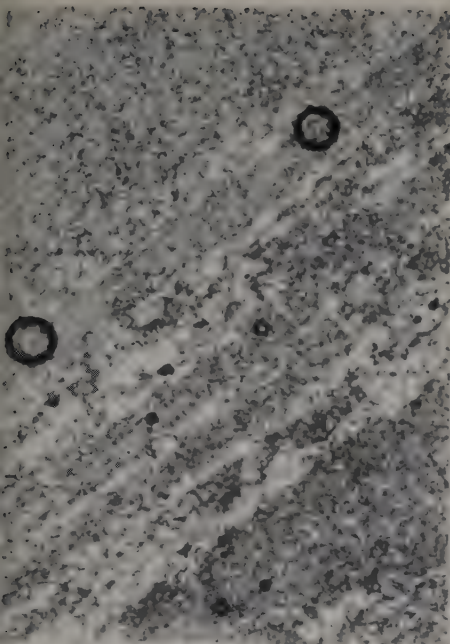
5



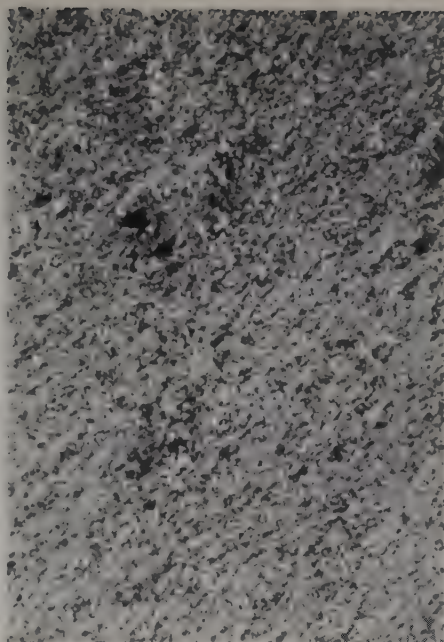
6

PLANCHE IX

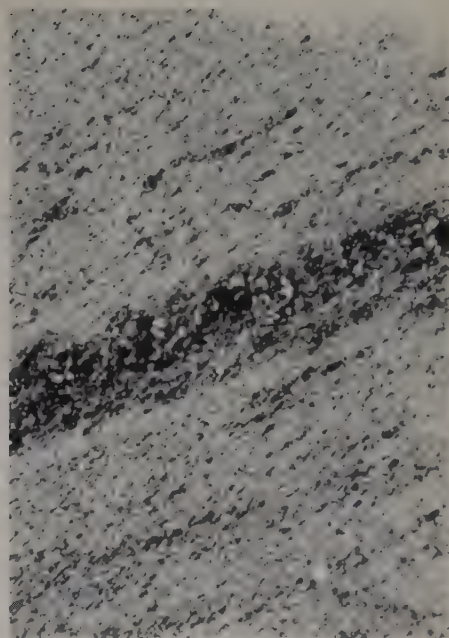
1. Ech. 16 ; L. P. ; X 60 ; Pélites formant un terme de passage entre les séries de Youkounkoun et de la Koulountou (marigot Koulountou) : la recristallisation n'apparaît pas au microscope.
2. Ech. 1416 ; L. P. ; X 60 ; Pélites schisteuses (marigot Koulountou). La séricite apparaît nettement : la recristallisation est orientée.
3. Ech. 1415 ; L. P. X 60 ; Schistes sériciteux (marigot Koulountou). La schistosité cristallophylienne est maintenant très nette : elle recoupe l'ancienne stratification représentée sur le cliché par des bandes sombres qui correspondent à des lits plus grossiers envahis par des hydroxydes de fer.
4. Microstructure dans les «schistes de la Falémé» à Sénoudébou.
5. Ech. 171 ; L. P. ; X 60 ; Nid de micropegmatite dans une dolérite (Dounguel, route Kédougou-Mali).
6. Ech. 168 ; L. P. ; 30 ; Autométamorphisme dans une dolérite : la présence de chlorite et d'amphiboles dus à l'autométamorphisme donne un aspect sale à la roche. Comparer avec la photo précédente.
7. Ech. 121 ; L. P. ; X 30 ; Adinole (Guingan). Noter dans le coin inférieur droit de la photo le gros cristal d'albite maclé Carlsbad.



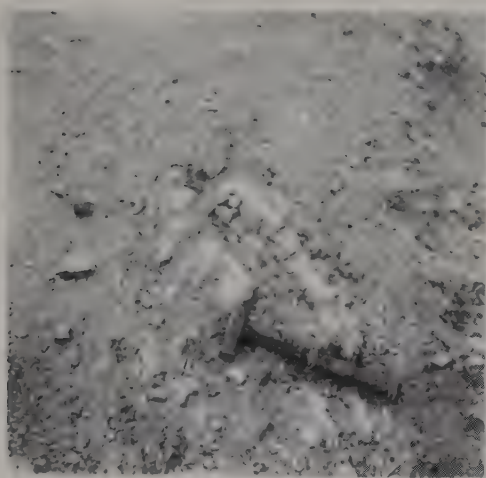
1



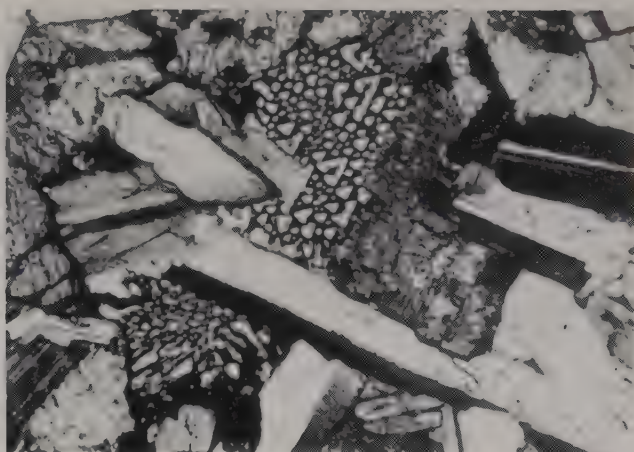
2



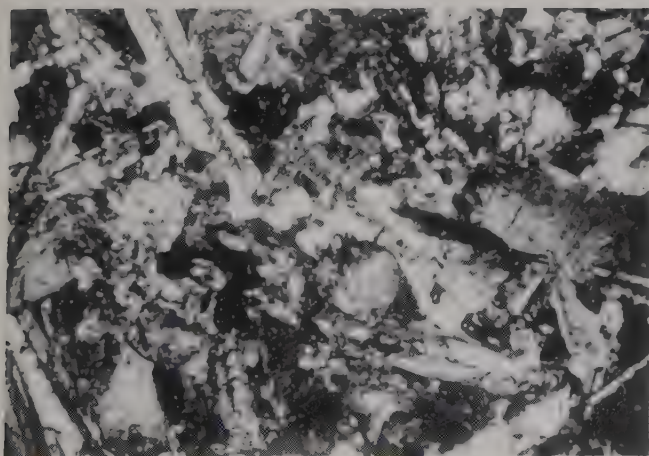
3



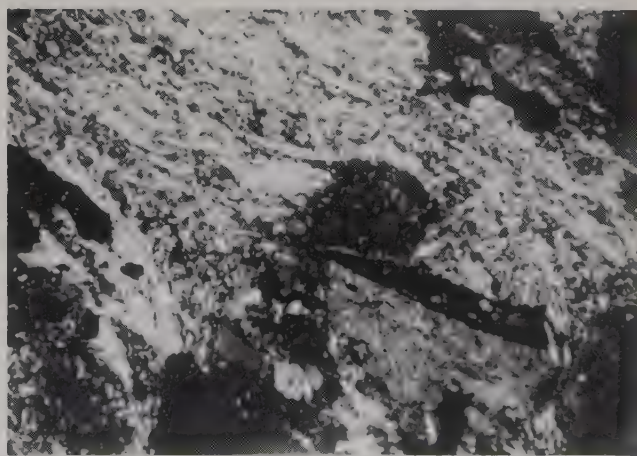
4



5



6



7

TABLE DES ILLUSTRATIONS

1. Croquis de localisation de la région étudiée	15
2. Croquis topographique	16
3. Coupe schématique à la hauteur du 13 ^e parallèle	27
4. Croquis de localisation des séries	34
5. Diagramme de "différenciation magmatique" de NIGGLI	46
(roches volcaniques birrimiennes)	
6. Diagrammes Q.L.M. et K. Mg.	47
(roches volcaniques birrimiennes)	
7. Diagrammes J. JUNG et R. BROUSSE	48
(roches volcaniques birrimiennes)	
8. Coupe du Dialé	56
9. Diagrammes K. C. N. et Q. Or. Pl.	80
(granites Baoulés de type Kakadian)	
10. Diagrammes de variation des paramètres de NIGLLI	86
(granites Baoulés de type Kakadian)	
11. Diagrammes K. C. N. et Q. Or. Pl.	87
(granites Baoulés de type Saraya)	
12. Diagrammes de variation des paramètres de NIGGLI	88
(granites Baoulés de type Saraya)	
13. Diagrammes K. C. N. et Q. Or. Pl.	94
(granites de type Boboti)	
14. Diagrammes de variation des paramètres de NIGGLI.....	95
(granites de type Boboti)	
15. Diagrammes K. C. N. et Q. Or. Pl.	98
(granites de type Bondoukou)	
16. Diagrammes de variation des paramètres de NIGGLI	99
(granites de type Bondoukou)	
17. Diagrammes K. C. N. et Q. Or. Pl.....	101
(ensemble des granites birrimiens)	
18. Coupe de la route Kédougou-Mali	114
19. Coupe Yamouss-Anfa	116
20. Coupe du ravin au NW de Nandoumari	119
21. Coupe du sentier Walidiala-Toile	128
22. Coupes de l'éperon du Village de Tiokoye et de Yéronguétou	130
23. Coupes de Sanigourou, Nepin-Peuhi, Nangagni	132
24. Coupe de la Gambie entre Soukouta et le Diahrira	143
25. Coupe Oumbaré-Tourekounda-Sonfara	148
26. Coupe du Kodol	150

27. Diagramme triangulaire des roches calcaires.....	158
28. Courbes de CORRENS sur les solubilités comparées de la silice et de la calcite dans l'eau de mer	161
29. Coupes de la série de la Falémé avant le plissement des grès rouges	169
30. Coupe de la Gambie entre Banharé et M'Pantié	179
31. Triangles K. C. N. et Q. Pl. Or. des granites des séries de Youkounkoun et de la Koulountou	197
32. Croquis de position de la coupe du Niokolo-Koba.....	201
33. Tableau des relations entre les séries.....	208
34. Schéma des rapports entre un appareil volcanique et des formations sédimentaires ..	213
35. Diagramme de "différenciation magmatique" de NIGGLI	215
36. Diagramme d'iso-alkalinité	216
37. Diagramme J. JUNG et R. BROUSSE	218
38. Diagrammes Q. L. M. et K. Mg.	220
39. Croquis de répartition des structures de premier ordre.....	224
40. Corrélations avec l'Afrique de l'Ouest	241
41. Diagramme Q. L. M.	250
42. Schéma de formation des cuirasses bauxitiques.....	258
43. Schéma sur l'évolution géomorphologique du Sénégal oriental (d'après P. MICHEL).	259
44. Emboîtement et dissection par l'érosion actuelle	261

TABLEAUX

I. — Résultat de l'étude des lames minces de la série de Mako.....	281
II. — Résultats des analyses chimiques	283 à 290
III. — Composition chimique en "unités monométalliques" de quatre granites du massif de Badon-Kakadian et de deux roches birrimiennes	81
VI. — Corrélations "Stratigraphie établie par C. BENSE" et "Stratigraphie établie au Sénégal oriental"	237

DIVERS EN HORS TEXTE

Index des lieux cités.....	292
Carte au 1/500.000	en pochette
Carte au 1/50.000 de la région de Walidiala.....	en pochette

TABLE DES MATIERES

Sommaire	
Avant-Propos	
Résumé	

PREMIERE PARTIE

ESQUISSE GEOGRAPHIQUE	17
I — REGIONS NATURELLES ET RELIEF	17
II — HYDROGRAPHIE	18
A) Le Bassin du Sénégal	18
B) Le Bassin de la Gambie	19
C) Caractéristiques générales de ces fleuves et rivières	19
III — LE CLIMAT	19
A) Température	20
B) Pluviométrie	20
IV — VEGETATION	20
V — FAUNE	21
VI — POPULATIONS	22
VII — CULTURES ET ELEVAGE	22
VIII — DIVISIONS ADMINISTRATIVES	22
IX — VOIES DE COMMUNICATION, MOYENS D'ACCES	23
X — CONDITIONS DE TRAVAIL	23
A) Documentation topographique	23
B) Travaux sur le terrain	24
C) Travaux aux centres de Dakar	24

ESQUISSE GEOLOGIQUE	25
---------------------------	----

I — LE SOCLE ANCIEN	25
II — LES SERIES PLUS RECENTES	25

DEUXIEME PARTIE

SERIES BIRRIMIENNES	29
I — GENERALITES	31
A) Historique	31
B) Plan de l'étude, définition des séries	32
II — LA SERIE DE MAKO	33
A) Introduction	33

B) Description générale, répartition des différents faciès	35
C) Etude pétrographique	36
1° - Anciennes roches éruptives et amphibolites	36
2° - Roches accompagnant les roches effusives ou intrusives de la série de Mako	40
3° - Remarques sur le métamorphisme de la série de Mako	43
D) Etude chimique du volcanisme birrimien	45
E) Tectonique de la série de Mako	50
F) Essai de chronologie à l'intérieur de la série de Mako	50
1° - Introduction	50
2° - Chronologies de J. SAGATZKY et de B. TAGINI	51
3° - Faits pouvant servir de base à une chronologie de la série de Mako . . .	52
4° - Conclusions	54
III — LA SERIE DU DIALE	55
A) Introduction	55
B) Etude de la coupe du Dialé - Description générale	55
C) Etude pétrographique	57
1° - Les conglomérats	57
2° - Les cipolins	58
3° - Les microquartzites	59
4° - Les schistes graphiteux d'Ibel	60
5° - Amphibolites au SE de la série	60
6° - Complexe grauwackes-schistes peu métamorphiques	60
7° - Les faciès à biotite de la bordure des granites orientés	61
D) Esquisse tectonique et structurale ; conclusion	62
IV — LA SERIE DU DALEMA	64
A) Introduction	64
B) Description générale	64
C) Etude pétrographique	64
1° - Les schistes	64
2° - Les grauwackes	65
3° - Les cipolins	65
4° - Les faciès plus métamorphiques	66
D) Etude tectonique et structurale	66
V — VUE D'ENSEMBLE SUR LES SERIES BIRRIMIENNES	67
A) Introduction	67
B) Corrélations entre les différentes séries	67
C) Le géosynclinal birrimien	69
GRANITISATIONS AYANT AFFECTE LE BIRIMIEN. 71	
I — INTRODUCTION	71
A) Classification pétrographique	71
B) Classification pétrologique	72

II — GRANITES TYPE BAOULE.....	75
A) Granites de type Kakadian.....	75
1° - Introduction	75
2° - Les venues syntectoniques.....	75
3° - Les venues tarditectoniques.....	77
4° - Caractéristiques chimiques des granites du massif de Kakadian.....	79
5° - Conclusions générales sur les granites du massif de Badon-Kakadian	79
B) Granites de type Saraya.....	82
1° - Introduction	82
2° - Le granite de Saraya.....	82
3° - Le granite de Yamoussa	85
4° - Caractéristiques chimiques des granites de type Saraya	89
C) Conclusions sur les granites de type Baoulé.....	89
III — GRANITES DE TYPE BOBOTI.....	90
A) Généralités	90
B) Pétrographie	90
1° - Les granites	90
2° - Satellites filoniens	91
C) Mise en place.....	93
D) Caractéristiques chimiques des granites de type Boboti.....	96
E) Relations entre les types Saraya et Boboti.....	96
IV — GRANITES DE TYPE BONDOUKOU.....	96
A) Introduction	96
B) Pétrographie	97
C) Caractéristiques chimiques	100
D) Satellites filoniens	100
E) Mise en place des granites de type Bondoukou.....	100
F) Conclusion	102
V — VUE D'ENSEMBLE SUR LES GRANITES BIRRIMIENS DU SENEGAL ORIENTAL.....	102
CONCLUSION GENERALE SUR LE BIRRI MIEN DU SENEGAL ORIENTAL - CORRELATIONS AVEC LE BIRRI MIEN DE L'AFRIQUE OCCIDENTALE	103

TROISIEME PARTIE

LES SERIES POSTERIEURES AU BIRRI MIEN ET ANTERIEURES AU GOTH LANDIEN MOYEN.....	107
I — HISTORIQUE; PROBLEMES POSES EN 1958; DEFINITION DES SERIES..	109
A) Historique	109
B) Problèmes posés en 1958	111
C) Plan de l'étude - Définition des séries	112
II — SERIES DE SEGOU-MADINA KOUTA.....	113

A) Introduction	113
B) Etude de coupes	115
1° - Coupe le long de la route Kédougou-Mali	115
2° - Coupe Yamoussa - Anfia	117
3° - Coupe du ravin au N W de Nandoumari	118
4° - Coupe Velinngara-Fongolanbi	120
5° - Coupe de Noumoufouga	121
C) Etude pétrographique	121
1° - Conglomérat de base	123
2° - Les calcaires rouges du ravin du Nandoumari	123
3° - Les argilites rouges	123
4° - Les grès de la falaise de Ségou	123
5° - Les pélites inférieures	124
6° - Les grès de Madina Kouta	124
7° - Les pélites supérieures	125
D) Etude structurale	125
E) Définition stratigraphique et conclusion	125
III — SERIE DE MALI	126
A) Introduction	126
B) Etude de coupes	127
1° - Coupes à l'Est de Sanigourou	127
2° - Coupes à l'Ouest de Sanigourou	133
C) Etude pétrographique	134
1° - La tillite	134
2° - Grès et pélites se trouvant au-dessus de la tillite mais au-dessous des dolomies calcaires	135
3° - Les dolomies calcaires	136
4° - Les silexites à faciès "jaspe"	136
5° - Les pélites	137
D) Etude structurale	139
E) Définition stratigraphique de la série de Mali, conclusions	139
IV — SERIE DE LA FALEME	140
A) Introduction	140
B) Etude de coupes	140
1° - Affleurements situés immédiatement au Nord du massif de Mali	140
2° - Coupes dans le massif de N'Debou-Ibel	141
3° - Coupe de la Gambie	142
4° - Coupe de la route Youkounkoun-Kédougou	144
5° - Affleurements à la hauteur de la route Tambacounda-Kédougou	146
6° - Coupe Oumbaré-Tourekounda-Sonfara	147
7° - Coupe du marigot Kodol	149
8° - Affleurements de la zone Gatiari-Boundou Dioé	151
9° - Affleurements au Nord de Kidira	152
C) Etude pétrographique	153
1° - Le complexe volcanique acide des environs de Soukouta	153
2° - Les roches basiques, et leur contexte volcano-sédimentaire	153

3° - La tillite	156
4° - Pélites et grès au-dessus de la tillite	156
5° - Les dolomies calcaires	157
6° - Les silexites à faciès jaspes	160
7° - Le complexe pélitique	162
8° - Les grès rouges	165
D) Etude structurale	166
E) Définition stratigraphique de la série de la Falémé	168
F) Relations entre les séries de la Falémé et de Mali	168
G) Conclusion	170
V — LA SERIE DES BASSARIS	170
A) Introduction	170
B) Description et répartition des différents éléments de la série	171
C) Relations de la série des Bassaris avec les séries voisines	171
D) Etude pétrographique	172
1° - Les schistes sériciteux	172
2° - Diabases et roches spilitiques peu ou pas transformées	173
3° - Les schistes verts	174
4° - Les quartzites	176
E) Etude structurale	177
F) Conclusion sur la série des Bassaris	178
VI - LA SERIE DE YOUKOUNKOUN	180
A) Introduction	180
B) Etude de coupes	180
1° - Coupe à la hauteur de la Gambie	180
2° - Coupe du Niokolo-Koba	181
C) Description générale de la série	182
1° - Le complexe volcanique de la Gambie et du Niokolo-Koba	182
2° - Le complexe volcanique de la Tominé	183
3° - Les pélites et argilites	183
4° - Les grès rouges	183
5° - Les grès blancs	184
D) Etude pétrographique	185
1° - Le granite du Niokolo-Koba	185
2° - Le complexe volcanique de base	186
3° - Les pélites et argilites	188
4° - Les grès rouges	189
5° - Les grès blancs	191
E) Etude structurale de la série de Youkounkoun	192
F) Définition stratigraphique de la série de Youkounkoun	193
G) Conclusion sur la série de Youkounkoun	193
VII — LA SERIE DE LA KOULOUNTOU	194
A) Introduction	194

B) Etude de coupes.....	194
1° - Coupe de la Koulountou.....	194
2° - Coupe du Niokolo-Koba et de la Gambie	195
C) Etude pétrographique.....	195
1° - Les granites étirés	195
2° - Les porphyroïdes	196
3° - Les schistes sériciteux	199
D) Relations entre les séries de la Koulountou et de Youkounkoun	199
1° - Coupe du Niokolo-Koba.....	200
2° - Coupe de la Koulountou	200
E) Etude structurale de la série de la Koulountou	202
F) Conclusion sur la série de la Koulountou	203
VIII — LA SERIE DE BAKEL	204
A) Introduction	204
B) Description générale	204
C) Etude pétrographique.....	204
1° - Quartzites et micaschistes à muscovite	204
2° - Quartzites et schistes sériciteux	204
3° - Anciennes roches d'origine volcanique ou éruptive	205
D) Relations de la série de Bakel avec la série de la Falémé	205
E) Etude structurale.....	205
F) Définition stratigraphique de la série de Bakel	206
G) Conclusion	206
IX — RELATIONS ENTRE LES DIFFERENTES SERIES	206
X — AGE DES SERIES	209
A) Introduction	209
B) Faits d'ordre paléogéographique	210
C) Faits d'ordre structural et sédimentologique	210
D) Ages absolus	211
XI — VUES D'ENSEMBLE SUR LES SERIES POST-BIRRIENNES DU SENEGAL ORIENTAL	214
A) Volcanisme de la base du Cambrien	214
1° - Groupe basique	219
2° - Groupe acide	221
B) Tectonique des séries postérieures au Birrimien	222
1° - Introduction	222
2° - Etude structurale	222
a) Zone non plissée	222
α - Structures de 1 ^{er} ordre.....	222
β - Structures de 2 ^{eme} ordre	223
γ - Structures de 3 ^{eme} ordre	223
b) Zone plissée	223
α - Structures de 1 ^{er} ordre.....	223

β - Structures de 2 ^{eme} ordre	226
γ - Structures de 3 ^{eme} ordre	229
3° - Age des mouvements	230
4° - Conclusions	231
C) Les faciès métamorphiques du Paléozoïque	231
1° - Introduction	231
2° - Apparition du métamorphisme	231
3° - Mécanisme de la recristallisation orientée	232
4° - Problème de l'âge du métamorphisme	233
XII — CORRELATIONS AVEC LES FORMATIONS EQUIVALENTES DE L'AFRIQUE OCCIDENTALE	234
A) Introduction	234
B) Corrélations avec les régions situées au N et au NE du Sénégal	234
1° - Zone mauritanienne étudiée par L. RENAUD	234
2° - Zone mauritano-malienne étudiée par C. BENSE	235
3° - Mauritanie centrale, Sahara occidental, Maroc	236
C) Corrélations avec les régions situées au S et au SE du Sénégal	238
1° - Guinée	238
2° - Guinée portugaise	239
3° - Sierra-Léone	240
4° - Ghana	240
D) Conclusions	241

QUATRIEME PARTIE

DOLERITES INTRUSIVES DANS LES TERRAINS PRIMAIRES	243
I — INTRODUCTION	245
II — MODE D'AFFLEUREMENT. RELATIONS AVEC LES ROCHES ENCAISSAN- TES	245
III — PETROGRAPHIE DES DOLERITES	246
A) Roches liées à une différenciation magmatique	246
B) Roches liées à l'autométamorphisme	248
IV — ETUDE CHIMIQUE DES DOLERITES	249
V — METAMORPHISME DE CONTACT DEVELOPPE PAR LES DOLERITES ..	251
A) Introduction	251
B) Métamorphisme de contact dans les roches carbonatées	251
C) Métamorphisme de contact sur les grès	251
D) Métamorphisme de contact dans les pélites	252
E) Métamorphisme de contact dans les séries épimétamorphiques	252
VI — CONCLUSIONS	253
LES FORMATIONS LATERITIQUES; LEURS RELATIONS AVEC LA GEOMORPHOLOGIE	255
I — INTRODUCTION	255

II — PROBLEME DE LA LATERITE	256
A) Le point de vue pédologie	256
B) Le point de vue géomorphologie	260
III — CONCLUSIONS	262

CINQUIEME PARTIE

CONCLUSIONS GENERALES	263
BIBLIOGRAPHIE	269
TABLEAU D'ANALYSES CHIMIQUES	281 à 290
INDEX DES LIEUX CITES	292
PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES	294 à 311
TABLE DES ILLUSTRATIONS	313
CARTES GEOLOGIQUES	en pochette

© 1966 by Editions B.R.G.M., Paris

Tous droits de traduction et reproduction réservés pour tous pays

